

М. А. Герман

**Космические
методы
исследования
в метеорологии**

Допущено Министерством высшего
и среднего специального образования СССР
в качестве учебника для студентов вузов,
обучающихся по специальности «Метеорология»



Ленинград Гидрометеопиздат 1985

Рецензенты:

д-р геогр. наук А. В. Бушуев
(Арктический и антарктический научно-исследовательский институт),
кафедра метеорологии и климатологии Казанского государственного университета
им. В. И. Ульянова-Ленина
(заведующий кафедрой канд. геогр. наук Ю. П. Переведенцев)

Ответственные редакторы:

д-р геогр. наук А. В. Бушуев, проф. П. И. Смирнов

В книге рассматриваются основные понятия и законы движения искусственного спутника Земли, особенности получения научной информации из космоса. Определены оптимальные диапазоны электромагнитного излучения Земли для получения научной информации. Приведено краткое описание научной аппаратуры, используемой для спутниковых измерений.

Значительное внимание уделено рассмотрению практического использования отдельных видов информации, а также совместному ее использованию с синоптическими материалами. Даны практические рекомендации по анализу синоптического положения и прогнозу возникновения некоторых барических образований по космическим изображениям.

Книга, в основу которой положена учебная программа курса, читаемого студентам гидрометеорологических институтов и географических факультетов университетов, может быть использована широким кругом специалистов в области метеорологии, океанологии и гидрологии.

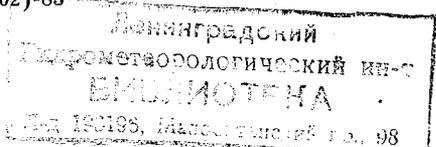
In the book "Methods of Atmospheric Research from the Space" by M. A. German the basic notions of satellite meteorology, laws of artificial satellites motion and peculiarities of the measurement from the space are discussed. Reasonable range of electromagnetic Earth radiation is determined to obtain scientific information. A short description of the instruments and equipment used for satellite measurement is given.

Special consideration is spared to the practical application of some selected types of information and to the use of the information together with the synoptic data. Some practical recommendation are given how to analyse the synoptic situation and to forecast baric systems generation with the aid of satellite images.

The text-book is written in accordance with the program of the course given to university students specializing in the field of meteorology. It may be also used by the wide range of specialists in meteorology, hydrology and oceanology.

Г 1903040000-019 19-85
069(02)-85

© Гидрометеоздат, 1985.



ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие — 8

Введение — 10

1 ОСНОВЫ ТЕОРИИ ДВИЖЕНИЯ ИСКУССТВЕННОГО СПУТНИКА ЗЕМЛИ

Глава 1. НЕВОЗМУЩЕННОЕ ДВИЖЕНИЕ ИСЗ — 15

- 1.1. Траектория полета — 15
- 1.2. Уравнения движения спутника — 17
- 1.3. Орбитальная плоскость спутника — 20
- 1.4. Элементы орбиты ИСЗ — 21
- 1.5. Уравнение движения ИСЗ в плоскости орбиты — 23
- 1.6. Скорость движения спутника по орбите — 26
- 1.7. Период обращения спутника — 27

Глава 2. ВОЗМУЩЕННОЕ ДВИЖЕНИЕ ИСЗ — 28

- 2.1. Уравнения движения спутника с учетом возмущающих сил — 29
- 2.2. Возмущения, вызываемые несферичностью Земли — 31
- 2.3. Возмущения, вызываемые сопротивлением атмосферы — 33
- 2.4. Возмущающее влияние планет, Солнца и светового давления — 35
- 2.5. Время существования спутника — 36
- 2.6. Типы орбит ИСЗ — 37
- 2.7. Орбиты метеорологических спутников Земли — 39
- 2.8. Определение географических координат ИСЗ — 41

2 МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ АТМОСФЕРЫ ИЗ КОСМОСА

Глава 3. ФИЗИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ПОЛУЧЕНИЯ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ ИЗ КОСМОСА — 45

- 3.1. Общая характеристика методов дистанционного зондирования — 45
- 3.2. Основные понятия теории излучения. Уравнение переноса — 50

3.3. Ослабление собственного теплового излучения в атмосфере — 66

Глава 4. МЕТОДИКА И НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ДИСТАНЦИОННОГО ИЗМЕРЕНИЯ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ВЕЛИЧИН — 75

- 4.1. Математические аспекты решения обратных задач — 75
- 4.2. Дистанционное измерение температуры подстилающей поверхности — 80
- 4.3. Определение вертикальных профилей метеорологических величин — 88
- 4.4. Поля метеорологических величин по данным измерений с МСЗ — 102

3 МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ СПУТНИКИ ЗЕМЛИ

Глава 5. НАУЧНАЯ И СЛУЖЕБНАЯ АППАРАТУРА МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ СПУТНИКОВ — 109

- 5.1. Комплекс научной аппаратуры метеорологического спутника — 109
- 5.2. Комплекс служебной аппаратуры метеорологического спутника — 124

Глава 6. СОВЕТСКИЕ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ СПУТНИКИ — 132

- 6.1. Метеорологическая космическая система «Метеор» — 132
- 6.2. Метеорологический спутник «Метеор-2» — 135
- 6.3. Экспериментальный метеорологический спутник «Метеор» — 137
- 6.4. Наземный комплекс метеорологической космической системы «Метеор» — 140
- 6.5. Перспективы развития метеорологической космической системы в СССР — 144

Глава 7. МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ СПУТНИКИ ЗАРУБЕЖНЫХ СТРАН — 146

- 7.1. Метеорологические спутники США — 146
- 7.2. Японский геостационарный метеорологический спутник «Химавари» — 157
- 7.3. Метеорологический спутник Индии «Бхаскара» — 158
- 7.4. Геостационарный метеорологический спутник стран Западной Европы «Метеосат» — 159

4 ОСНОВНЫЕ ВИДЫ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ, ПОЛУЧАЕМОЙ СО СПУТНИКОВ, И ЕЕ ОБРАБОТКА

Глава 8. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СПУТНИКОВОЙ ИНФОРМАЦИИ — 161

- 8.1. Основные требования к метеорологической информации, получаемой со спутников — 162
- 8.2. Космические снимки Земли — 165
- 8.3. Радиационные, спектрометрические и микроволновые данные — 170

Глава 9. ВРЕМЕННАЯ И ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ПРИВЯЗКА КОСМИЧЕСКИХ ИЗОБРАЖЕНИЙ — 172

- 9.1. Геометрические принципы получения космического изображения — 173
- 9.2. Математические основы географической привязки — 175
- 9.3. Географическая привязка космических снимков, полученных в режиме непосредственной передачи информации — 183
- 9.4. Некоторые ошибки, возникающие при географической привязке снимков — 189

Глава 10. МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ДЕШИФРИРОВАНИЕ КОСМИЧЕСКИХ СНИМКОВ ЗЕМЛИ — 189

- 10.1. Особенности получения изображений в различных участках спектра — 190
- 10.2. Основы методики дешифрирования космических снимков — 197
- 10.3. Дешифрирование снимков облачности — 201
- 10.4. Литометеоры и гидрометеоры на снимках, полученных в видимом участке спектра — 220
- 10.5. Особенности совместного дешифрирования снимков, одновременно полученных в видимом и инфракрасном диапазонах спектра — 221
- 10.6. Дешифрирование снимков подстилающей поверхности Земли — 225
- 10.7. Фотокарты и карты нефанализа — 236

5 ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ДАННЫХ НАБЛЮДЕНИЙ С МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ СПУТНИКОВ В СИНОПТИЧЕСКОМ АНАЛИЗЕ

Глава 11. ОСНОВЫ АНАЛИЗА СИНОПТИЧЕСКОГО ПОЛОЖЕНИЯ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ КОСМИЧЕСКИХ СНИМКОВ ОБЛАЧНОСТИ — 239

- 11.1. Основные структурные особенности облачных полей и их связь с синоптическими процессами — 239

- 11.2. Внутримассовая облачность — 241
- 11.3. Облачность атмосферных фронтов — 243
- 11.4. Облачность циклонических образований — 250
- 11.5. Облачные системы антициклонов и барических гребней — 262
- 11.6. Облачная система струйных течений — 263

Глава 12. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ДАННЫХ ОБ ОБЛАЧНОСТИ ДЛЯ ОЦЕНКИ ЭВОЛЮЦИИ КРУПНОМАСШТАБНЫХ ВОЗМУЩЕНИЙ — 267

- 12.1. Оценка эволюции облачного поля — 267
- 12.2. Признаки формирования и эволюции облачной полосы атмосферного фронта — 268
- 12.3. Оценка перемещения облачной полосы — 273
- 12.4. Признаки возникновения циклонов по космическим снимкам — 276
- 12.5. Основные признаки эволюции циклонического образования — 283
- 12.6. Оценка направления перемещения циклонов — 283
- 12.7. Перестройка атмосферных процессов — 287
- 12.8. Карты прогноза эволюции облачных образований — 289

Глава 13. ОСОБЕННОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ДАННЫХ ОБ ОБЛАЧНОСТИ ПРИ СИНОПТИЧЕСКОМ АНАЛИЗЕ В ТРОПИЧЕСКОЙ ЗОНЕ — 290

- 13.1. Классификация облачных систем тропической зоны — 291
- 13.2. Облачные системы внутритропической зоны конвергенции — 291
- 13.3. Облачные системы при холодных вторжениях — 293
- 13.4. Облачные образования пассатных (восточных) волн — 296
- 13.5. Облачные системы тропических циклонов — 297
- 13.6. Облачные массивы муссонного происхождения — 311

Глава 14. ПРИМЕНЕНИЕ ДАННЫХ ОБ ОБЛАЧНОСТИ ПРИ ОЦЕНКЕ НЕКОТОРЫХ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ВЕЛИЧИН — 312

- 14.1. Конвективные облачные системы на космических снимках — 312
- 14.2. Орографические облачные системы — 322
- 14.3. Облачные системы, связанные с неоднородностью температуры и шероховатостью подстилающей поверхности — 325

Глава 15. ОЦЕНКА ПОЛЯ ВОЗДУШНЫХ ТЕЧЕНИЙ ПО ИЗОБРАЖЕНИЯМ ОБЛАЧНОСТИ — 328

15.1. Физико-статистический метод определения поля геопотенциала и поля ветра по данным МСЗ — 330.

15.2. Определение поля скоростей ветра по распределению температуры, влажности и облачности — 332

Заключение — 337

Приложение — 340

Принятые сокращения — 342

Список литературы — 343

Предметный указатель — 348

ПРЕДИСЛОВИЕ

Космические методы исследования существенно изменили подход к решению многих задач народного хозяйства. В частности, данные, получаемые с метеорологических спутников Земли и пилотируемых орбитальных кораблей, позволяют более глубоко вникнуть в особенности атмосферных процессов и явлений. Появление качественно новых данных требует объективной оценки информативности спутниковых наблюдений и их грамотной интерпретации при анализе и прогнозе погоды. Все это обусловило постановку курса «Космические методы исследования в метеорологии» в гидрометеорологических вузах страны.

Предлагаемый учебник написан автором на основе многолетнего опыта чтения данного курса лекций в Ленинградском гидрометеорологическом институте и других вузах страны, а также выдержавшего два издания учебного пособия «Спутниковая метеорология». Учебник предназначен для студентов, специализирующихся в области метеорологии. Этим определяется подбор материала, характер и последовательность его изложения.

При написании учебника автор стремился по возможности отразить основные результаты современных советских и зарубежных исследований. Естественно, что при подготовке данного учебника автором были использованы результаты работ, выполненных в последнее десятилетие учеными Государственного научно-исследовательского центра изучения природных ресурсов (ГосНИЦИПР), Гидрометеорологического научно-исследовательского центра СССР (Гидрометцентр СССР), Арктического и антарктического научно-исследовательского института (АНИИ), Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова (ГГО).

Учебник состоит из пяти разделов. В первом разделе изложены основные закономерности движения искусственных спутников Земли. Во втором рассмотрены физические основы дистанционного зондирования атмосферы и методы измерения метеорологических величин из космоса. Основные системы и устройства метеорологических спутников Земли описаны в третьем разделе книги. Четвертый и пятый разделы учебника посвящены важнейшим вопросам спутниковой метеорологии — обработке и использованию космических снимков в синоптическом анализе.

Космические снимки, которые приведены в учебнике, получены в ГосНИЦИПРе и на кафедре космических и авиационных мето-

дов исследований Ленинградского гидрометеорологического института (ЛГМИ). В тех случаях, когда снимки сделаны со спутника системы «Метеор», название спутника опускается.

Автор считает приятным долгом выразить благодарность профессорам В. И. Воробьеву, Л. Г. Качурину, А. А. Кмито, Л. Т. Матвееву, доцентам Н. Ф. Павлову, А. Ф. Кивганову, А. П. Кудряню, сотрудникам ГосНИЦИПРа и Гидрометцентра СССР Е. П. Домбковской, Г. Н. Исаевой, П. А. Румянцеву, В. В. Соловьеву, преподавателям кафедры метеорологии и климатологии Казанского государственного университета им. В. И. Ульянова-Ленина, научным редакторам проф. П. И. Смирнову и д-ру геогр. наук А. В. Бушуеву, а также коллегам — сотрудникам кафедры космических и авиационных методов исследований ЛГМИ, которые ознакомились с рукописью и сделали ряд критических замечаний.

В техническом оформлении рукописи принимали участие М. В. Коваленко и В. Е. Смирняк.

Главы 3 и 4 написаны А. Д. Кузнецовым и Л. М. Митником, п. 5.1.3 — Митником совместно с автором, пп. 6.3 и 6.5 — И. Ф. Берестовским совместно с автором, пп. 9.1 и 9.2 — И. С. Соловьевой.

Автор будет весьма признателен за замечания и пожелания, способствующие улучшению учебника.

Генеральная линия советской программы космических исследований — использование достижений космонавтики для нужд народного хозяйства, для научно-технического прогресса.

Академик М. В. Келдыш

Интенсивное развитие космонавтики в нашей стране и за рубежом дает все новые и новые ощутимые результаты. Убедительным подтверждением этому является переход от отдельных экспериментов в космических исследованиях к повседневному использованию космической техники для нужд народного хозяйства. Успехи в развитии космической техники способствовали созданию и успешному функционированию метеорологических космических систем и отдельных спутников в СССР, США и других странах. С каждым годом все больше ощущается социально-экономическая роль космических исследований и их значение для научно-технического прогресса. С развитием космических исследований возникают новые научные направления, такие, как космическая метеорология, космическая биология, космическое земледевие и др. На основе достижений науки создаются новые службы, играющие важную роль в народном хозяйстве (например, Общегосударственная служба наблюдений и контроля за загрязнением объектов природной среды). Не менее важно общественное значение космических исследований и их отражение в сознании человечества. Они объединяют и направляют усилия народов многих государств на решение первоочередных задач, важных для жизни населения крупных географических районов и всего земного шара в целом.

В программе КПСС записано: «Прогресс науки и техники в условиях социалистической системы хозяйства позволяет наиболее эффективно использовать богатства и силы природы в интересах народа, открывать новые виды энергии и создавать новые материалы, разрабатывать методы воздействия на климатические условия, овладеть космическим пространством. Применение науки становится решающим фактором могучего роста производительных сил общества» (Программа КПСС.— М.: Политиздат, 1976.— с. 125).

Раздел метеорологии, изучающий физическое состояние атмосферы и подстилающей поверхности Земли, а также метеорологические явления с помощью искусственных спутников Земли (ИСЗ), называется *спутниковой (космической) метеорологией*.

Современный метеорологический спутник Земли (МСЗ)— это автоматическая космическая обсерватория, снабженная сложным электротехническим, оптико-механическим и радиоэлектронным оборудованием. Спутник оснащен аппаратурой, обеспечивающей

одновременное измерение радиационных потоков в различных участках спектра и получение изображений облачного покрова и подстилающей поверхности в видимых и инфракрасных лучах.

Метеорологические спутники доставляют важную информацию о состоянии облачного покрова, тепловом режиме системы Земля—атмосфера, о ледовой обстановке и т. п. Снимки облачности позволяют идентифицировать и проследивать в глобальном масштабе различные синоптические объекты, такие, как циклоны, фронтальные системы, струйные течения, зоны конвергенции и другие.

От дискретных наземных наблюдений космические снимки выгодно отличаются тем, что дают целостную картину распределения облачности на достаточно больших территориях. Это позволяет изучать особенности структуры полей облачности разного масштаба.

Формы и структура облачных образований, их эволюция и перемещение отражают сложный комплекс физических процессов, протекающих в атмосфере. От характера этих процессов зависит картина распределения облаков на снимках. Поэтому изображения облачности можно использовать для оценки синоптической ситуации и уточнения распределения и эволюции целого ряда других параметров состояния атмосферы, которые непосредственно со спутников не измеряются. Представляется принципиально возможным, в частности, получение статистических зависимостей между пространственной структурой поля облачности и полями таких метеорологических элементов, как влажность, давление и ветер (его горизонтальные и вертикальные компоненты) и осадки.

Важное значение имеет корректное дешифрирование космических изображений. В настоящее время используются качественные методы дешифрирования, которые весьма трудоемки и страдают субъективизмом. Поэтому весьма актуальным является разработка методов автоматизированного дешифрирования изображений и подстилающей поверхности.

Снимки облачного покрова используются в синоптике для анализа и прогноза синоптического положения, эволюции облачности и явлений погоды. Определенную пользу приносят материалы спутниковых наблюдений при анализе состояния погоды над районами с редкой сетью метеорологических станций. Использование искусственных спутников для ледовой разведки над полярными районами является хорошим дополнением к так называемой стратегической самолетной ледовой разведке. В дальнейшем она, видимо, сможет в значительной степени заменить авиационную ледовую разведку.

Большие возможности представляют пилотируемые космические корабли (ПКК) для проведения метеорологических исследований. Наличие на борту ПКК космонавта-исследователя позволяет

решать задачи, которые не могут быть решены без участия человека. В этой связи интересен опыт визуальных наблюдений атмосферных образований из космоса.

ПКК позволяют:

— более быстро и экономично испытывать аппаратуру, которая затем может быть использована на МСЗ;

— проводить совместно с самолетами и наземными средствами эксперименты по отработке новых систем дистанционного зондирования Земли;

— выполнять специализированные программы наблюдений, связанные с охраной окружающей среды;

— обеспечивать возможность поддержания эффективного функционирования и ремонта аппаратуры будущих МСЗ.

В заключение необходимо заметить, что опыт использования метеорологических спутников для наблюдений из космоса со всей убедительностью отверг необоснованные надежды на полную замену системы обычных метеорологических наблюдений дистанционными методами. Именно поэтому планы Всемирной службы погоды предусматривают совместное использование обычных (прямых) и спутниковых (дистанционных) наблюдений.

Об экономической эффективности использования спутников в различных областях народного хозяйства говорят хотя бы такие данные. Прогнозы Гидрометцентра СССР, для составления которых широко используются наблюдения метеорологической космической системы «Метеор», по далеко неполным данным, позволяют сохранить ежегодно материальные ценности на сумму 500—700 млн. руб.

Особенно важной является спутниковая информация для прогноза возникновения, эволюции и смещения тропических циклонов. Для стран, подверженных наводнениям, тропическим бурям, штормам и ураганам (бедствия в результате прохождения тропических циклонов наиболее часто наблюдаются в Японии, Индии, во Вьетнаме, США и других странах), эксплуатация метеорологических спутников особенно эффективна. В масштабе всего земного шара, по оценкам Г. Сиборга, использование спутниковой информации обеспечивает экономию 60 млрд. дол. в год. Для сравнения заметим, что запуск метеорологического спутника обходится лишь в 3 млн. дол. С учетом научно-технических возможностей и ресурсов отдельных стран обсуждаются и анализируются программы совместных исследований в области космической физики, космической метеорологии, космической связи, космической биологии и медицины. Ярким свидетельством сотрудничества социалистических стран является совместная работа на орбите интернациональных космических экипажей на комплексе «Салют»—«Союз» и регулярные запуски спутников «Интеркосмос». Первыми практическими результатами совместных исследований в космосе отмечено сотрудничество СССР с Францией и Индией.

Двухстороннее сотрудничество по космосу между СССР и США осуществляется на основе специального соглашения, которое было заключено 8 июня 1962 г. между Академией наук СССР и Национальным управлением США по авионавтике и исследованию космического пространства. Соглашение определяет направление исследований: использование ИСЗ для метеорологических целей, для организации космической связи, а также для составления магнитной карты Земли и развития науки о земном магнетизме. В мае 1972 г. между СССР и США было подписано соглашение о сотрудничестве в исследовании и использовании космического пространства в мирных целях.

В области метеорологии осуществляется широкий обмен метеорологической информацией как обычной, так и получаемой со спутников. Имеется в виду, что обе стороны будут совершенствовать свои экспериментальные метеорологические спутники, с тем чтобы в дальнейшем перейти к согласованным запускам оперативных метеорологических спутников с быстрым распространением полученных данных для последующего их использования среди заинтересованных государств.

В Москве и Вашингтоне учреждены мировые метеорологические центры с прямым каналом связи. Канал, эксплуатация которого началась с 1964 г., служит для круглосуточной передачи важнейших сведений о состоянии атмосферы на нашей планете в виде фотографий, факсимиле и телеграфных сигналов. Советский Союз и Соединенные Штаты Америки условились, что в будущем выгодами от функционирования этого канала связи могут воспользоваться все заинтересованные государства.

Из года в год растет количество государств, заинтересованных в получении информации, добытой средствами космонавтики. Международное сотрудничество призвано оказать помощь тем странам, которые в силу тех или иных причин еще не включились в проведение космических исследований. Но, чтобы сотрудничество в области освоения космоса было максимально полезным, между государствами должна существовать договоренность о принципах использования космического пространства.

Основы правопорядка в космосе уже определены рядом международных соглашений. Главное из них — Договор о принципах деятельности государств по исследованию и использованию космического пространства, включая Луну и другие небесные тела. Этот договор, разработанный в Организации Объединенных Наций при активном участии Советского Союза и ратифицированный парламентами более 70 государств — членами ООН, иногда называют конституцией международного космического права.

Договор провозглашает свободу в исследовании космического пространства всеми государствами. Но чтобы свобода не превратилась в произвол, договор запрещает запуски космических аппаратов с оружием массового уничтожения. Запрещено также

национальное присвоение отдельных частей космического пространства и небесных тел.

Принципы космического права закреплены еще в двух важных международных документах: в Соглашении о спасании космонавтов и в Конвенции о международной ответственности за ущерб, причиненный космическими объектами.

Таким образом, Договор, Соглашение и Конвенция — это три основных документа международного космического права.

Основы теории движения искусственного спутника Земли

НЕВОЗМУЩЕННОЕ ДВИЖЕНИЕ ИСЗ. Траектория полета
Уравнения движения спутника. Орбитальная плоскость спутника.
Элементы орбиты ИСЗ. Уравнение движения ИСЗ в плоскости
орбиты. Скорость движения спутника по орбите. Период обращения
спутника

ВОЗМУЩЕННОЕ ДВИЖЕНИЕ ИСЗ. Уравнения движения
спутника. Возмущения, вызываемые несферичностью Земли.
Возмущения, вызываемые сопротивлением атмосферы.
Возмущающее влияние планет, Солнца. Время существования
спутника. Типы орбит ИСЗ. Орбиты МСЗ. Определение
географических координат ИСЗ

Использование искусственного спутника Земли (ИСЗ) для научных и прикладных целей предполагает знание закономерностей его движения. Выбор параметров орбиты позволяет заранее рассчитать продолжительность существования спутника, а также спрогнозировать возможность наблюдения за ИСЗ с Земли и обзора Земли со спутника. Наконец, для географической привязки всех наблюдений желательно составлять каталоги координат спутника для последовательных моментов времени (его эфемериды), причем важно иметь эти каталоги вперед на длительное время.

Глава 1. НЕВОЗМУЩЕННОЕ ДВИЖЕНИЕ ИСЗ

1.1. ТРАЕКТОРИЯ ПОЛЕТА

Путь, описываемый спутником в пространстве, называется *траекторией*. Траекторию спутника принято делить на несколько характерных участков (рис. 1.1.): A_0M_0 — участок выведения на

орбиту; M_0M_K — участок орбитального полета; M_KM_{II} — участок входа в атмосферу, снижения и посадки.

Это деление обусловлено различием сил, действующих на спутник, а следовательно, и характером траектории полета.

Участок выведения предназначен для вывода спутника в заданную точку пространства (точку с определенными географическими координатами и высотой) и разгона его до определенной скорости, направленной под заданным углом к горизонту и к местному меридиану. Параметры заданной точки являются начальными условиями для последующего орбитального участка полета и однозначно определяют орбиту спутника.

Участок траектории, на котором полет осуществляется с работающим ракетным двигателем, называется активным (или участком активного полета). При использовании одноступенчатой ракеты весь участок выведения является активным, при использовании многоступенчатой ракеты траектория выведения состоит из нескольких активных участков, отделенных друг от друга участками полета по инерции.

Полет на участке выведения выполняется по следующей схеме: ракета-носитель стартует вертикально, а затем в расчетной точке (на заданной высоте H_1) происходит отделение первой ступени (точка A_1). В связи с возникновением некоторых возмущений полета, связанных с отделением первой ступени, отделение производится еще в достаточно плотных слоях атмосферы. В этом случае функции стабилизации ракеты-носителя возлагаются на аэродинамические рули. После окончания работы двигателя предпоследней ступени полет происходит по баллистической траектории до ее вершины (точка A), где включается дви-

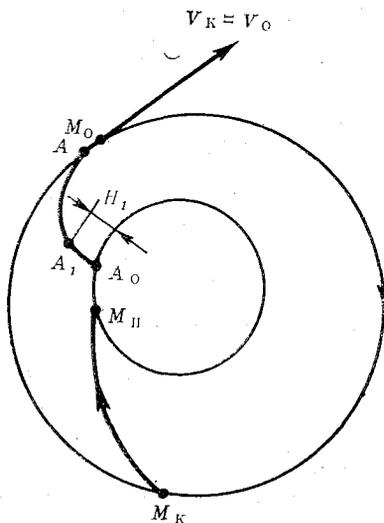


Рис. 1.1. Траектория космического полета.

гатель последней ступени, разгоняющий спутник до скорости, необходимой для выполнения орбитального полета. Обычно программа вывода спутника составляется с таким расчетом, чтобы конечная точка вывода соответствовала перигею орбиты (точка с наименьшей высотой).

Движение спутника на участке *орбитального полета* сложное. Оно определяется силой притяжения не только небесного тела, в сфере действия которого происходит движение, но и других небесных тел, а также нецентральнойностью поля тяготения небесного тела, сопротивлением его атмосферы, действием на спутник магнитных полей, давлением солнечных лучей и другими силами.

Движение спутника на участке *снижения и посадки* обусловлено уменьшением скорости. Чтобы уменьшить скорость спутника до нуля, необходимо затратить на торможение энергию, равную энергии разгона. В настоящее время реально осуществимы два способа торможения: либо при помощи реактивных двигателей (реактивное торможение), либо за счет аэродинамических сил (аэродинамическое торможение).

Летательный аппарат, приближающийся к атмосфере Земли из космического пространства или сходящий с орбиты ИСЗ, обладает большим запасом энергии (которая складывается из кинетической энергии, обусловленной скоростью аппарата, и потенциальной энергии, обусловленной положением аппарата относительно поверхности Земли). Когда аппарат входит в плотные слои атмосферы, перед его носовой частью возникает ударная волна, нагревающая воздух до очень высокой температуры. По мере погружения в нижележащие более плотные слои атмосферы летательный аппарат нагревается окружающим раскаленным газом, а его скорость непрерывно уменьшается в результате аэродинамического торможения. При этом кинетическая энергия аппарата превращается в тепло. Если бы вся энергия, превратившаяся в тепло, выделилась внутри самого аппарата, то этого количества тепла оказалось бы более чем достаточно для полного испарения аппарата, его полезного груза и любой системы охлаждения, которой он может быть снабжен. Однако падение на Землю метеоритов является физическим доказательством того, что не вся тепловая энергия передается телу. В действительности большая часть всей энергии отводится в окружающее пространство. Это осуществляется в основном двумя путями: отводом значительной части тепла в атмосферу в результате действия сильных ударных волн и тепловым излучением с нагретой поверхности аппарата.

1.2. УРАВНЕНИЯ ДВИЖЕНИЯ СПУТНИКА

Рассмотрим невозмущенное движение спутника в центральном поле тяготения Земли, т. е. примем, что движение ИСЗ происходит под действием только одной центральной силы гравитацион-

ного притяжения. С этой целью выберем произвольную систему координат, неподвижную по отношению к звездам. Введем обозначения: m_1 и m_2 — соответственно масса Земли и масса спутника, $m_1 + m_2 = M$ — их общая масса. Если r — расстояние между центрами m_1 и m_2 , то модуль сил взаимного притяжения запишется в виде

$$F' = F'' = F = \gamma m_1 m_2 / r^2, \quad (1.1)$$

где $\gamma = 6,668 \cdot 10^{-8} \text{ см}^3/(\text{г} \cdot \text{с}^2)$ — коэффициент пропорциональности, называемый постоянной тяготения или универсальной гравитационной постоянной. Численное значение его зависит от выбора единиц измерения расстояний, времени, масс.

Формулу (1.1) можно переписать в следующей форме:

$$F = k m_2 / r^2, \quad (1.2)$$

где $k = \gamma m_1$ — гравитационный параметр, характеризующий поле тяготения данного небесного тела, для Земли $k = 3,986 \cdot 10^5 \text{ км}^3/\text{с}^2$.

Рассмотрим силу F . Эта сила направлена по прямой, соединяющей центры масс m_1 и m_2 . Пусть x', y', z' обозначают координаты центра Земли, а x'', y'', z'' — координаты центра спутника в указанной выше неподвижной системе координат; F' — сила, действующая со стороны Земли на спутник, F'' — со стороны спутника на Землю. Из рис. 1.2 видно, что проекции силы притяжения F , которая действует на массу m_1 (Земли) со стороны m_2 (спутника), на оси X, Y, Z соответственно равны:

$$\begin{aligned} F'_x &= F \cos(\widehat{x\Gamma}) = F \frac{x'' - x'}{r} = -k m_2 \frac{x' - x''}{r^3}, \\ F'_y &= F \cos(\widehat{y\Gamma}) = -k m_2 \frac{y' - y''}{r^3}, \\ F'_z &= F \cos(\widehat{z\Gamma}) = -k m_2 \frac{z' - z''}{r^3}. \end{aligned} \quad (1.3)$$

Если никакие другие силы, кроме сил взаимного притяжения, на массы m_1 и m_2 не действуют, то дифференциальные уравнения

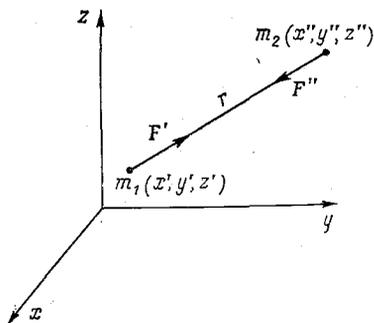


Рис. 1.2. Схема сил взаимного притяжения между спутником и Землей.

движения Земли в неподвижной системе координат, согласно второму закону Ньютона, имеют вид:

$$\begin{aligned} m_1 \frac{d^2 x'}{dt^2} &= -k m_2 \frac{x' - x''}{r^3}, \\ m_1 \frac{d^2 y'}{dt^2} &= -k m_2 \frac{y' - y''}{r^3}, \\ m_1 \frac{d^2 z'}{dt^2} &= -k m_2 \frac{z' - z''}{r^3}. \end{aligned} \quad (1.4)$$

Аналогичные рассуждения приводят к следующему виду уравнений движения спутника в той же системе координат:

$$\begin{aligned} m_2 \frac{d^2 x''}{dt^2} &= -k m_1 \frac{x'' - x'}{r^3}, \\ m_2 \frac{d^2 y''}{dt^2} &= -k m_1 \frac{y'' - y'}{r^3}, \\ m_2 \frac{d^2 z''}{dt^2} &= -k m_1 \frac{z'' - z'}{r^3}. \end{aligned} \quad (1.5)$$

При решении практических задач требуется определить движение одного тела (в нашем случае — спутника) по отношению к другому (Земле). Обозначим через x, y, z координаты центра спутника по отношению к центру Земли. Очевидно, что

$$x = x'' - x', \quad y = y'' - y', \quad z = z'' - z'. \quad (1.6)$$

В этом случае уравнения движения спутника по отношению к центру Земли можно получить, вычитая почленно уравнения (1.4) из соответствующих уравнений (1.5), предварительно их сократив на m_1 и m_2 . Тогда

$$\begin{aligned} \frac{d^2 (x'' - x')}{dt^2} &= -\gamma (m_1 + m_2) \frac{x'' - x'}{r^3}, \\ \frac{d^2 (y'' - y')}{dt^2} &= -\gamma (m_1 + m_2) \frac{y'' - y'}{r^3}, \\ \frac{d^2 (z'' - z')}{dt^2} &= -\gamma (m_1 + m_2) \frac{z'' - z'}{r^3}, \end{aligned} \quad (1.7)$$

или

$$\frac{d^2 x}{dt^2} = -\gamma M \frac{x}{r^3}, \quad \frac{d^2 y}{dt^2} = -\gamma M \frac{y}{r^3}, \quad \frac{d^2 z}{dt^2} = -\gamma M \frac{z}{r^3}. \quad (1.8)$$

Система (1.8) является исходной для дальнейшего анализа. В правой ее части одним из множителей служит общая масса тел ($M = m_1 + m_2$), участвующих в движении, в то время как в урав-

нениях движения спутника (1.5) таким множителем служит масса притягивающей Земли. В приложении к искусственным спутникам эта особенность уравнений относительного движения (1.8) имеет лишь теоретическое значение, поскольку масса спутника ничтожно мала по сравнению с массой Земли ($M = m_1 + m_2 \approx m_1$). Но когда изучается движение естественных спутников и особенно двойных звезд, отличие M от m_1 становится существенным.

1.3. ОРБИТАЛЬНАЯ ПЛОСКОСТЬ СПУТНИКА

В рассмотренном простейшем случае движения изолированной системы двух тел силы притяжения определяются законом Ньютона. Уравнения (1.8) могут быть проинтегрированы.

Умножив первое из уравнений (1.8) на y , а второе на x и выполнив вычитание, получим

$$y \frac{d^2x}{dt^2} - x \frac{d^2y}{dt^2} = 0.$$

Аналогично получаются уравнения:

$$z \frac{d^2y}{dt^2} - y \frac{d^2z}{dt^2} = 0, \quad x \frac{d^2z}{dt^2} - z \frac{d^2x}{dt^2} = 0. \quad (1.9)$$

Интегрируя эти уравнения, найдем:

$$y \frac{dx}{dt} - x \frac{dy}{dt} = c_1,$$

$$z \frac{dy}{dt} - y \frac{dz}{dt} = c_2,$$

$$x \frac{dz}{dt} - z \frac{dx}{dt} = c_3, \quad (1.10)$$

где c_1, c_2, c_3 — постоянные интегрирования.

Если первое из уравнений (1.10) умножить на z , второе на x и третье на y , а затем сложить, то получим

$$c_2x + c_3y + c_1z = 0. \quad (1.11)$$

Это уравнение представляет собой уравнение плоскости, проходящей через центр Земли ($x = y = z = 0$). Так как координаты спутника всегда удовлетворяют этому уравнению, то движение его по отношению к Земле происходит в плоскости, описываемой уравнением (1.11). Плоскость, в которой движется спутник, называется *орбитальной плоскостью*.

Поскольку движение спутника происходит в плоскости, то оси координат целесообразно выбрать так, чтобы ось Z была направлена перпендикулярно орбитальной плоскости, а начало координат

совпадало с центром Земли. Оси X и Y в орбитальной плоскости могут быть ориентированы произвольно. Выбрав таким образом систему координат, в дальнейшем можно рассматривать движение спутника лишь в плоскости XOY (третья координата $z=0$).

В заключение заметим, что пассивное движение в центральном поле тяготения часто называют *кеплеровым движением*, а эллиптические, параболические и гиперболические траектории — *кеплеровыми орбитами* по имени немецкого ученого Иоганна Кеплера (1571—1630), впервые установившего эллиптическую форму орбит планет, указавшего законы их движения и тем самым положившего начало небесной механике как науке.

1.4. ЭЛЕМЕНТЫ ОРБИТЫ ИСЗ

При решении практических задач, связанных с использованием ИСЗ, требуется знать положение спутника в пространстве в любой момент времени. Движение спутника описывается тремя дифференциальными уравнениями второго порядка (1.8). Порядок этой системы равен шести. Известно, что для такой системы искомые величины (x, y, z) выражаются функциями от независимого переменного t и шести произвольных постоянных. Следовательно, движение спутника полностью определяется заданием шести констант, которые могут быть выбраны различными способами. Эти параметры позволяют однозначно определить положение спутника в пространстве в любой момент времени. Они называются *элементами орбиты спутника*.

Рассмотрим движение спутника по эллиптической орбите (рис. 1.3). Плоскость, в которой лежит орбита спутника, а также центр масс Земли и спутника, может быть определена двумя параметрами. Положение одной из осей эллипса в плоскости его орбиты, как линии, проходящей через некоторую точку плоскости, может быть задано одной координатой. Это будет третий параметр орбиты. Сам эллипс задается двумя параметрами: один определяет его форму, другой — геометрические размеры. Таким образом, пространственное положение орбиты может быть задано пятью параметрами. Однако ИСЗ перемещается по орбите. Для определения мгновенного положения его в пространстве необходимо вводить еще один, динамический, параметр. Этот шестой элемент орбиты является функцией не пространственных координат, а времени.

Характер первых трех элементов орбиты зависит от выбора начала отсчета. Координатная система, в которой задается плоскость орбиты, должна быть выбрана так, чтобы суточное и годовое вращение Земли вызвали наименьшее изменение координат этой плоскости. В качестве точки отсчета выберем на экваторе точку Овна Υ .

Пусть $P_N P_S$ — ось мира, относительно которой построена небесная сфера, где показаны экватор и точка Овна. Проведем через

центр O сферы плоскость орбиты и в этой плоскости построим эллиптическую орбиту ИСЗ так, чтобы один из ее фокусов¹ попал в точку O . Точки A_0 и Π_0 будут соответственно апогеем и перигеем орбиты. Проекцией орбиты на небесную сферу явится большой круг $A\Omega\Pi\mathcal{U}$, по которому плоскость орбиты сечет сферу. Точки пересечения этого круга с экватором Ω и \mathcal{U} называются узлами орбиты — восходящим и нисходящим, а линия $\Omega\mathcal{U}$ — линией узлов. Апогей и перигей проектируются на сферу в точки A и Π , линия $A\Pi$ носит название линии апсид.

Положение скорости орбиты в пространстве задается двумя элементами: прямым восхождением восходящего узла Ω и наклоном орбиты i . Прямое восхождение измеряется углом между направлением в точку весеннего равноденствия Υ и линией узлов $\Omega\mathcal{U}$, а наклонение — углом между плоскостью экватора и плоскостью орбиты.

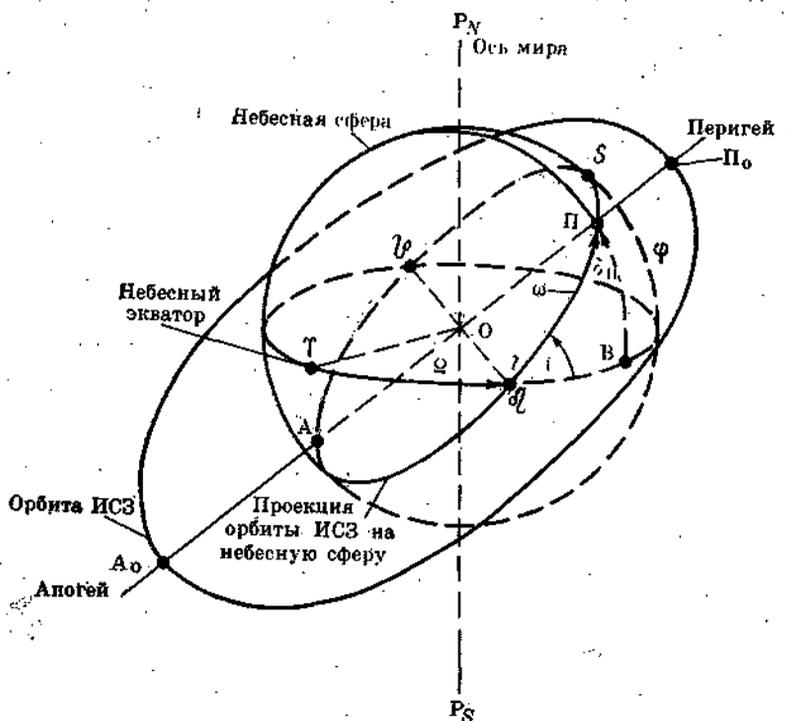


Рис. 1.3. Элементы орбиты спутника.

¹ Точнее, фокус эллипса совпадает с центром масс Земли и спутника.

Ориентация эллипса в плоскости орбиты определяется или склонением перигея δ_{Π} , или угловым расстоянием от узла ω . Используя зависимости сферической тригонометрии, можно написать соотношение между ω и δ_{Π} в следующем виде:

$$\sin \omega = \sin \delta_{\Pi} \operatorname{cosec} i. \quad (1.12)$$

Размеры орбиты задаются значением полуоси эллипса, например значением его большой полуоси a :

$$a = 1/2 A_0 \Pi_0.$$

Форма эллипса характеризуется эксцентриситетом

$$e = c/a,$$

где c — расстояние между центром и фокусом эллипса.

Положение ИСЗ на его орбите задают временем t_0 , истекшим от момента прохождения спутника через восходящий узел или через перигей.

Таким образом, положение ИСЗ в пространстве в любой момент времени определяется заданием его шести параметров: Ω , e , δ_{Π} , (или ω), a , i , t_0 .

Для дальнейшего анализа движения спутника по невозмущенной орбите воспользуемся основными законами Кеплера.

1.5. УРАВНЕНИЕ ДВИЖЕНИЯ ИСЗ В ПЛОСКОСТИ ОРБИТЫ

Невозмущенная орбита спутника может быть описана уравнением вида

$$r = \frac{P}{1 + e \cos \vartheta}, \quad (1.13)$$

где $P = a(1 - e^2)$ — фокальный параметр, ϑ — истинная аномалия. Соотношение (1.13) является уравнением эллипса в полярных координатах. Оно дает связь полярных координат каждой точки орбиты и ее геометрических параметров a и e . Однако это уравнение не отражает динамики движения спутника по орбите. Для составления уравнения движения необходимо связать геометрическое положение спутника с текущим временем. Такую связь дает уравнение Кеплера. Это уравнение связывает полярные координаты точки орбиты не непосредственно со временем, а через некоторые вспомогательные параметры. На рис. 1.4 изображена эллиптическая траектория, характеризуемая большой полуосью $O\Pi_0$ и эксцентриситетом e и имеющая фокус в точке O . Полярные координаты точки S , в которой в некоторый момент времени находится спутник, будут r и ϑ .

В силу второго закона Кеплера точка S будет двигаться по орбите с неравномерной скоростью: быстрее у перигея Π_0 и медленнее у апогея A_0 . Такая нелинейная зависимость координат от времени неудобна для расчета. Поэтому при анализе движения спутника вводят условный параметр, являющийся линейной функцией времени.

В небесной механике используется вспомогательный параметр M , именуемый средней аномалией и численно равный дуге, которую описал бы спутник после своего прохождения через перигей, если бы он двигался равномерно по круговой орбите, совершая полный оборот за свой реальный период обращения по эллиптической орбите.

Обозначив период обращения спутника через T_0 , получим

$$M = \frac{2\pi}{T_0} (t - t_0). \quad (1.14)$$

Второй вспомогательный параметр, называемый *эксцентрисческой аномалией* и обозначаемый буквой E , характеризует угол $PO'Q$. При движении спутника его эксцентрисческая аномалия изменяется неравномерно. Полярный угол ϑ , под которым радиус-вектор r точки S наклонен к оси эллипса, называется *истинной аномалией*, он также меняется неравномерно.

В ряде случаев угловое положение радиуса-вектора задают не относительно оси эллипса, а относительно линии узлов $\Omega\Omega'$.

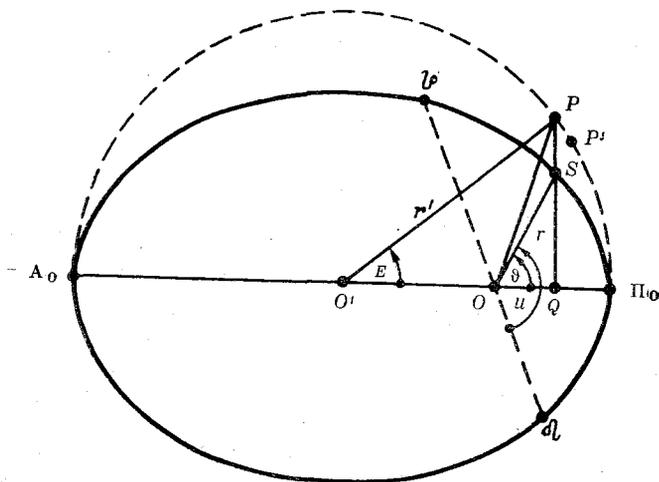


Рис. 1.4. К анализу связи между эксцентрисческой аномалией и полярными координатами ИСЗ.

В этом случае полярным углом явится угол u , который именуется аргументом широты. Он равен сумме $\omega + \varphi$.

Уравнение движения Кеплера устанавливает связь между эксцентрической аномалией E и средней аномалией M :

$$M = E - e \sin E. \quad (1.15)$$

Так как эксцентрическая аномалия однозначно связана с координатами ИСЗ, а средняя аномалия является функцией времени, то уравнение Кеплера по сути дела должно явиться выражением зависимости координат от времени.

Рассмотрим связь эксцентрической аномалии с координатами ИСЗ r и φ .

Из рис. 1.4 видно, что

$$\overline{O'P} \cos E = (\overline{O'O} + \overline{OQ}). \quad (1.16)$$

Однако $\overline{O'P} = a$, $\overline{O'O} = c' = ea$, а $\overline{OQ} = r \cos \varphi$; следовательно,

$$\cos \varphi = \frac{a \cos E - ae}{r}. \quad (1.17)$$

Соотношение (1.17) связывает координаты r и φ с параметрами эллипса a и b и с эксцентрической аномалией. В это уравнение входят две неизвестные величины — r и φ . Чтобы исключить одну из них, нужно воспользоваться еще одним уравнением, дающим связь этих же переменных через те же параметры a , e . Таким уравнением может явиться уравнение связи координат эллипса (1.13).

Решая совместно (1.13) и (1.17) и исключая φ , получим выражение для координаты

$$r = \frac{a(1-e^2)}{1 + e\left(\frac{a \cos E - ae}{r}\right)},$$

или

$$r = a(1 - e \cos E). \quad (1.18)$$

Исключая из той же системы уравнений r , получим выражение для координаты φ :

$$\cos \varphi = \frac{\cos E - e}{1 - e \cos E}. \quad (1.19)$$

Как видно, уравнения (1.15), (1.18) и (1.19) дают трансцендентную зависимость координат от временного параметра. Поскольку r и φ не выражаются в конечном виде через M , то можно воспользоваться представлением этих зависимостей в виде сходящихся рядов.

1.6. СКОРОСТЬ ДВИЖЕНИЯ СПУТНИКА ПО ОРБИТЕ

В соответствии со вторым законом Кеплера скорость движения ИСЗ по эллиптической орбите определяется соотношением

$$v = \sqrt{k(2/r - 1/a)}. \quad (1.20)$$

Анализ формулы (1.20) показывает, что в различных точках орбиты скорость движения ИСЗ неодинаковая. Естественно, что этот факт накладывает определенные ограничения практического использования эллиптических орбит спутника при производстве исследований из космоса. Поэтому представляет интерес рассмотреть один из частных случаев движения спутника по круговой орбите.

Известно, что центр круговой орбиты совпадает с фокусами эллипса, т. е. ее радиус $r = a$. В этом случае скорость движения по круговой орбите (круговая скорость $v_{кр}$) постоянна и определяется по формуле

$$v_{кр} = \sqrt{k/r}. \quad (1.21)$$

Из этой формулы, зная k для Земли, можно найти круговую скорость для любого расстояния r от ее центра или для любой высоты H над земной поверхностью ($H = r - R$, где $R = 6371$ км — средний радиус Земли). В частности, у поверхности Земли ($r = R$, $H = 0$) круговая скорость равна 7,91 км/с. Эту величину называют *первой космической скоростью*.

Из-за наличия земной атмосферы круговая орбита вблизи земной поверхности фактически неосуществима. Поэтому более верно было бы назвать первой космической скоростью круговую скорость на высоте, где спутник способен совершить хотя бы один оборот, т. е. на уровне примерно 160 км. Однако при теоретических расчетах за стандартную орбиту принимается орбита на высоте 200 км. При $H = 200$ км круговая скорость равна 7,79 км/с.

При движении спутника по эллиптической орбите скорость его согласно (1.20) периодически изменяется, достигая максимального значения в перигее и минимального — в апогее орбиты.

Рассмотрим второй частный случай эллиптической орбиты — предельно вытянутую орбиту, когда эллипс вырождается в прямую линию, проходящую через центр Земли. В этом случае необходимо положить $a = \infty$. Из (1.20) получаем

$$v_{осв} = \sqrt{2k/r}. \quad (1.22)$$

Формула (1.22) позволяет вычислить скорость движения спутника, необходимую для того, чтобы он удалился в бесконечность, т. е. по существу освободился от поля тяготения Земли. По этой

причине скорость $v_{\text{осв}}$ (1.22) называется *скоростью освобождения* или *параболической скоростью*. Легко видеть, что

$$v_{\text{осв}} = v_{\text{кр}} \sqrt{2} \approx 1,41v_{\text{кр}}.$$

Значение скорости освобождения (параболической скорости) у поверхности Земли ($r=R=6371$ км) носит название *второй космической скорости* и составляет 11,19 км/с. На высоте $H=200$ км $v_{\text{осв}}=11,02$ км/с.

Представляют интерес значения скоростей освобождения для поверхности Луны и Солнца. Первая из них равна 2,4 км/с, т. е. почти в 5 раз меньше, чем для Земли, а вторая составляет 619,4 км/с.

1.7. ПЕРИОД ОБРАЩЕНИЯ СПУТНИКА

Под сидерическим, или звездным, периодом обращения в астрономии понимают период обращения относительно системы координат с фиксированными в абсолютном пространстве направлениями координатных осей. *Сидерический период спутника* — это время между двумя последовательными прохождениеми ИСЗ одной и той же точки орбиты, например перигея.¹

Для получения формулы сидерического, или звездного, периода воспользуемся математической формулировкой третьего закона Кеплера:

$$T^2/a^3 = 4\pi^2/k = \text{const}, \quad (1.23)$$

где T — сидерический период обращения спутника, или

$$T = \frac{2\pi}{\sqrt{k}} a^{3/2}. \quad (1.24)$$

Из выражения (1.24) видно, что период обращения будет тем больше, чем выше над поверхностью Земли расположена орбита ИСЗ.

Если эксцентриситет $e=0$ и орбита превращается в круговую, то $a=r$, и выражение (1.24) принимает вид

$$T_0 = \frac{2\pi}{\sqrt{k}} r^{3/2}. \quad (1.25)$$

В настоящее время метеорологические спутники имеют высоты круговых орбит от 600 до 1500 км, их период обращения находится в пределах от 95 до 115 мин.

Определим наименьший период обращения спутника, орбита которого была бы расположена по экватору на уровне моря.

¹ В дальнейшем, если отсутствуют специальные оговорки, будет всегда подразумеваться сидерический период.

Такой воображаемый ИСЗ, естественно, не сможет существовать, так как даже при пренебрежении рельефом Земли в результате нагрева из-за сопротивления воздуха он неизбежно сгорит. Однако для анализа этот идеализированный спутник полезен. Его орбита называется нулевой орбитой, а сам он — нулевым спутником.

Рассчитаем период обращения нулевого спутника. Для такого ИСЗ $H=0$ и поэтому

$$T_0 = 5,24 \cdot 6,37^{3/2} = 84,26 \text{ мин.}$$

Представляет практический интерес понятие стационарного ИСЗ, период обращения которого равен периоду суточного вращения Земли ($T_3 = 23 \text{ ч } 56 \text{ мин } 4 \text{ с}$). Высота круговой экваториальной орбиты спутника, направление движения которого совпадает с направлением вращения Земли, будет равна

$$H_{\text{ст}} = (T_3/5,24)^{2/3} - R = 35\,810 \text{ км.}$$

Запуск спутника на эту высоту имеет практическое значение.

Глава 2. ВОЗМУЩЕННОЕ ДВИЖЕНИЕ ИСЗ

Для точного вычисления элементов орбиты спутника необходимо рассмотреть возмущающие факторы, которые вызывают отклонение от кеплерова движения. К этим факторам можно отнести дополнительные силы притяжения Земли, обусловленные ее несферичностью, силы притяжения Луны, Солнца и других планет, аэродинамические и электромагнитные силы, световое давление и др. Действие этих сил либо *постоянно*, либо изменяется по мере перемещения спутника по орбите. Перечисленные силы называются *постоянно действующими возмущающими силами*.

Кроме того, в орбитальном полете ИСЗ может испытывать удары метеоритных тел, притяжение других ИСЗ, кратковременные тормозные или ускорительные импульсы при включении бортовых реактивных двигателей и т. п. Такие возмущающие силы называются *мгновенными*, или *импульсными*.

Постоянно действующие и импульсные возмущающие силы приводят к тому, что истинные параметры движения ИСЗ по орбите отличаются от параметров, рассчитанных по формулам кеплерова движения. Отличие действительных параметров от расчетных принято называть возмущением, а само движение ИСЗ под действием хотя бы одной возмущающей силы — *возмущенным*.

Все возмущения делятся на *вековые* и *периодические*. Вековые возмущения непрерывно изменяют элементы орбиты спутника пропорционально времени. Периодическими называются такие возмущения, значения которых повторяются через определенный интервал времени. Они делятся на *короткопериодические* и *долгопериодические*.

2.1. УРАВНЕНИЯ ДВИЖЕНИЯ СПУТНИКА С УЧЕТОМ ВОЗМУЩАЮЩИХ СИЛ

Равнодействующие F всех сил, учитываемых при решении задачи о движении спутника, можно представить в виде суммы двух слагаемых:

$$F = F_r + F_b.$$

Одно из них F_r — «главная» сила, с которой спутник притягивается к центральному телу, рассматриваемому как материальная точка; она определяется через массу центрального тела m_1 , массу спутника m_2 и радиус r , соединяющий их центры. Второе слагаемое F_b , обычно по модулю значительно меньшее, чем F_r , называется возмущающей силой. Ускорение, сообщаемое ею спутнику, называют *возмущающим ускорением*. Дифференциальные уравнения возмущенного движения спутника в абсолютной прямоугольной системе координат имеют вид:

$$\begin{aligned} \frac{d^2x}{dt^2} &= -\gamma M \frac{x}{r^3} + \frac{F_x}{m_2}, \\ \frac{d^2y}{dt^2} &= -\gamma M \frac{y}{r^3} + \frac{F_y}{m_2}, \\ \frac{d^2z}{dt^2} &= -\gamma M \frac{z}{r^3} + \frac{F_z}{m_2}, \end{aligned} \quad (2.1)$$

где F_x , F_y , F_z — проекции возмущающих сил на соответствующие оси координат.

Влияние постоянно действующих возмущающих сил можно учитывать двумя путями: численным интегрированием дифференциальных уравнений движения с заданными значениями возмущающих сил либо разложением в ряд правых частей этих дифференциальных уравнений с последующим почленным аналитическим интегрированием.

Численное интегрирование является достаточно общим методом, позволяющим рассматривать любую траекторию при любом количестве возмущающих сил. Однако свойственное этому методу накопление ошибки с увеличением числа шагов интегрирования ограничивает его применение. При учете возмущающих сил вторым способом получают конечные аналитические выражения, с помощью которых возмущения можно вычислить простым введением времени или его функции. Но аналитические выражения даже для одной возмущающей силы весьма громоздки, что затрудняет применение этого метода.

Для учета постоянно действующих сил широкое применение получил метод оскулирующих элементов. Его суть заключается в следующем. При наличии возмущающих сил орбита будет

отличаться от кеплеровой. Однако можно считать, что ИСЗ в каждый момент времени находится на некоторой кеплеровой орбите, на которой он оказался бы, если бы в момент времени t прекратилось действие возмущающей силы. Для каждого момента времени t будет своя кеплерова орбита. Это значит, что элементы орбиты являются функциями времени t , но в каждый момент времени она касается истинной орбиты ИСЗ в той точке, где в этот момент находится спутник. Непрерывно меняющаяся кеплерова орбита, которая строится таким образом, называется *оскулирующей*, а ее элементы $\Omega(t)$, $i(t)$, $e(t)$, $P(t)$, $\omega(t)$, $t_0(t)$ — *оскулирующими*. Для нахождения перечисленных функций используются вспомогательные уравнения, которые связывают производные от этих функций с самими функциями. Эти дифференциальные уравнения носят название уравнений Ньютона—Лагранжа:

$$\begin{aligned} \frac{d\Omega}{dt} &= \frac{r}{\sqrt{ka(1-e^2)}} \frac{\sin u}{\sin i} F'_z, \\ \frac{di}{dt} &= \frac{r}{\sqrt{ka(1-e^2)}} \cos u F'_z, \\ \frac{dP}{dt} &= 2r \sqrt{\frac{a(1-e^2)}{k}} F'_x, \\ \frac{d\omega}{dt} &= \frac{1}{e} \sqrt{\frac{a(1-e^2)}{k}} \left\{ -F'_y \cos \vartheta + F'_x \left[1 + \frac{r}{a(1-e^2)} \right] \sin \vartheta + \right. \\ &\quad \left. + F'_z e \frac{r}{a(1-e^2)} \sin u \operatorname{ctg} i \right\}, \\ \frac{de}{dt} &= \sqrt{\frac{a(1-e^2)}{k}} \left\{ F'_y \sin \vartheta + F'_x e \frac{r}{a(1-e^2)} + \right. \\ &\quad \left. + F'_x \left[1 + \frac{r}{a(1-e^2)} \right] \cos \vartheta \right\}, \\ \frac{dt_0}{dt} &= \frac{r^2}{e} \left[(eN' \sin \vartheta - \cos \vartheta) F'_y + N' \frac{a(1-e^2)}{r} F'_x \right], \quad (2.2) \end{aligned}$$

где

$$N' = \frac{1}{1-e^2} \left[(2 + e \cos \vartheta) \sin \vartheta - \frac{3e \sqrt{ka(1-e^2)}}{r} (t - t_0) \right],$$

F'_x , F'_y , F'_z — проекции возмущающего ускорения соответственно на радиальную, трансверсальную и бинормальную орбитальные оси.

Анализ уравнений (2.2) показывает, что на изменение элементов орбиты существенное влияние оказывают возмущающие

ускорения различных сил, действующих на спутник в реальной атмосфере. Особенностью уравнений Ньютона—Лагранжа является то, что они позволяют выполнить анализ возмущений, вызванных различными силами, такими как сопротивление атмосферы, силы, связанные с нецентральностью поля тяготения, и др.

2.2. ВОЗМУЩЕНИЯ, ВЫЗЫВАЕМЫЕ НЕСФЕРИЧНОСТЬЮ ЗЕМЛИ

При оценке возмущений, вызываемых несферичностью Земли, полагают, что геоид может быть заменен сплюснутым эллипсоидом вращения Земли, а малая ось — осью вращения Земли. Такой эллипсоид называется *общим земным эллипсоидом*, а его поле притяжения — *нормальным*. С точностью до членов первого порядка малости относительно сжатия α потенциал нормального поля притяжения может быть записан в виде

$$\Phi = \frac{k}{r} - \frac{\varepsilon}{3r^3} (3 \sin^2 \varphi - 1),$$

где

$$\varepsilon = ka_0^2 (\alpha - \Omega_0 a_0 / 2g_0),$$

a_0 — большая полуось земного эллипсоида (экваториальный радиус Земли).

Разность между потенциалом земного эллипсоида и потенциалом сферической Земли называют *потенциалом дополнительной силы притяжения Земли*. Его значение определяется по формуле

$$\Delta\Phi = \frac{1}{3} \frac{\varepsilon}{r^3} (1 - 3 \sin^2 u \sin^2 i),$$

а составляющие возмущающего ускорения — по формулам:

$$F'_x = -\frac{\varepsilon}{r^4} \sin 2u \sin^2 i,$$

$$F'_y = \frac{\varepsilon}{r^4} (3 \sin^2 u \sin^2 i - 1),$$

$$F'_z = \frac{\varepsilon}{r^4} \sin^2 u \sin 2i. \quad (2.3)$$

Если подставить составляющие возмущающего ускорения (2.3) в систему дифференциальных уравнений (2.2) и выполнить интегрирование, то можно получить приращения элементов орбиты за счет нецентральности поля тяготения Земли.

Рассмотрим изменения элементов орбиты для спутника, движущегося по круговой орбите ($e=0$):

$$\begin{aligned}\Delta\Omega &= -\varepsilon_1 u \cos i + \frac{1}{2} \varepsilon_1 \cos i \sin 2u, \\ \Delta\omega &= -\frac{1}{2} \varepsilon_1 (1 - 5 \cos^2 i) u + \frac{1}{2} \varepsilon_1 \sin u, \\ \Delta i &= -\frac{1}{4} \varepsilon_1 \sin 2i (\cos 2u - 1), \\ \Delta e &= -\varepsilon_1 \left(1 - \frac{3}{2} \sin^2 i\right) (\cos u - 1), \\ \Delta a &= -\varepsilon_1 a \sin^2 i (\cos 2u - 1),\end{aligned}\quad (2.4)$$

где

$$\varepsilon_1 = \varepsilon R^2 / a^2 (1 - e^2)^2.$$

Выражения (2.4) состоят из двух частей:

- 1) вековых возмущений, пропорциональных параметру широты u ;
- 2) периодических возмущений, пропорциональных периодическим функциям от u .

С целью дальнейшего анализа в соотношениях (2.4) положим $u = 2\pi N$ ($N=1, 2, 3, \dots$), где N — число оборотов спутника; тогда система уравнений (2.4) примет вид:

$$\begin{aligned}\Delta\Omega &= -2\pi\varepsilon_1 N \cos i, \\ \Delta\omega &= -\pi\varepsilon_1 N (1 - 5 \cos^2 i), \\ \Delta i &= \Delta e = \Delta a = 0.\end{aligned}\quad (2.5)$$

Из выражений (2.5) видно, что периодические возмущения за счет сжатия Земли при совершении спутником полного оборота отсутствуют, хотя в остальных точках орбиты они имеют место и сказываются на изменении наклона плоскости орбиты i , эксцентриситета e и большой полуоси a .

Вековые возмущения, напротив, накапливаются со временем и сказываются на изменении прямого восхождения восходящего узла $\Delta\Omega$ и углового расстояния перигея $\Delta\omega$, что влечет за собой прецессию орбиты в пространстве.

Рассмотрим кратко сущность прецессионного движения орбиты. При отсутствии сил, связанных с нецентральностью поля тяготения, т. е. гравитационных возмущений, спутник, вращаясь в центральном поле тяготения, сохранял бы ориентацию плоскости своей орбиты в пространстве неизменной, подобно вращающемуся волчку, отвесное направление оси вращения которого, а следовательно, и горизонтальное положение плоскости, перпендикулярной к ней, тоже сохраняются неизменными до тех пор, пока внешние силы не выведут их из этого состояния. Вследствие того что Земля не обладает центральным полем тяготения, плоскость орбиты

спутника не остается неизменной, а под гравитационным воздействием Земли непрерывно поворачивается в пространстве вокруг земной оси, что и называется прецессией орбиты ИСЗ. Равномерное прецессионное вращение плоскости орбиты происходит в сторону, противоположную движению спутника, т. е. навстречу ему, следствием чего являются вековые возмущения орбиты ИСЗ: прецессия восходящего узла $\Delta\Omega$ и вращение линии апсид, вызывающее смещение перигея $\Delta\omega$. Эти основные возмущения орбиты легко учитываются с помощью формул (2.5).

Таким образом, отличие поля тяготения от центрального вызывает в основном вековые возмущения орбиты спутника, проявляющиеся в прецессии ее в пространстве.

2.3. ВОЗМУЩЕНИЯ, ВЫЗЫВАЕМЫЕ СОПРОТИВЛЕНИЕМ АТМОСФЕРЫ

Основные участки орбит метеорологических спутников Земли проходят на высотах более 600 км^1 , где атмосфера крайне разрежена и поэтому оказывает малое сопротивление движению спутника. Но так как сопротивление является постоянной действующей силой, то, несмотря на свою малость, по истечении достаточного времени оно может существенно изменить элементы орбиты спутника.

Значение сопротивления атмосферы определяется формулой

$$R = C_x \rho \frac{v^2}{2} S, \quad (2.6)$$

где C_x — коэффициент лобового сопротивления, ρ — плотность атмосферы на высоте полета ИСЗ, S — площадь миделева сечения.

Влияние сопротивления атмосферы (космической среды) на движение спутника может быть оценено методом оскулирующих элементов как с учетом захвата атмосферы вращающейся Земли, так и без него. Без учета вращения атмосферы абсолютная скорость ИСЗ относительно воздуха равна скорости движения спутника в некоторой инерциальной системе координат. Запишем составляющие ускорения ИСЗ, вызванные сопротивлением атмосферы (космической среды):

$$\begin{aligned} F'_x &= -b\rho \frac{k}{2a} \frac{\sqrt{1+2e \cos \vartheta + e^2}}{1-e^2} (1+e \cos \vartheta), \\ F'_y &= -b\rho \frac{k}{2a} \frac{\sqrt{1+2e \cos \vartheta + e^2}}{1-e^2} e \sin \vartheta, \\ F'_z &= 0, \end{aligned} \quad (2.7)$$

где $b = C_x S / 2m_2$ — баллистический коэффициент.

¹ Полет метеорологических ИСЗ проходит в зависимости от высоты полета или в экзосфере, или в околоземном космическом пространстве.

Интегрирование дифференциальных уравнений (2.2) с учетом составляющих ускорений силы сопротивления атмосферы (2.7) представляет сложную задачу. Опуская промежуточные выкладки, запишем конечный результат интегрирования для полного оборота спутника на орбите ($e > 0,023$; $v > 1,5$):

$$\begin{aligned}\Delta a &\approx -2b\rho_{\Pi} \sqrt{2\pi a^3 H_0} \sqrt{\frac{(1+e)^3}{e(1-e)}} f_0, \\ \Delta r_{\Pi} &\approx 2b\rho_{\Pi} \sqrt{2\pi a^3 H_0} \sqrt{\frac{1-e^2}{e^3}} (f_0 - f_1) v, \\ \Delta r_A &\approx -2b\rho_{\Pi} \sqrt{2\pi a^3 H_0} \sqrt{\frac{(1+e)^3}{e(1-e)}} (f_0 + f_1), \\ \Delta P &\approx 2b\rho_{\Pi} \sqrt{\frac{2\pi P^3 H_0}{e}} f_0, \\ \Delta T &\approx -6b\rho_{\Pi} \sqrt{\frac{2\pi^3 a^4 H_0}{k}} \sqrt{\frac{(1+e)^3}{e(1-e)}} f_0, \\ \Delta e &\approx -2b\rho_{\Pi} \sqrt{\frac{2\pi P H_0}{e}} (1+e) f_1,\end{aligned}\quad (2.8)$$

где H_0 — вертикальный масштаб атмосферы, ρ_{Π} — плотность воздуха в перигее, f_0 и f_1 — остаточные члены разложения бесселевой функции, имеющие вид:

$$\begin{aligned}f_0 &= 1 + \frac{1}{8} \frac{1}{v} + \frac{9}{128} \frac{1}{v^2} + \frac{75}{1024} \frac{1}{v^3} + \dots, \\ f_1 &= 1 - \frac{3}{8} \frac{1}{v} - \frac{15}{128} \frac{1}{v^2} - \frac{105}{1024} \frac{1}{v^3} - \dots,\end{aligned}\quad (2.9)$$

где $v = ae/H_0$ — безразмерный коэффициент.

Обратим внимание на то, что, как показывают выражения (2.8), все приращения элементов орбиты спутника под влиянием силы сопротивления за один полный оборот уменьшаются. Физически это означает, что каждый следующий виток заключен внутри предыдущего. Уменьшение эксцентриситета орбиты означает, что орбита со временем становится менее вытянутой, т. е. приближается к круговой.

Таким образом, как это видно из (2.8), под влиянием сопротивления атмосферы (космической среды) орбита ИСЗ с течением времени все более приближается к круговой. При этом период обращения монотонно убывает, а средняя скорость полета возра-

стает. Максимальная скорость понижения высоты орбиты приходится на район апогея, минимальная — на район перигея орбиты.

В заключение заметим, что возмущающие ускорения от сопротивления атмосферы (космической среды) крайне малы и быстро убывают с высотой. Для круговой орбиты, расположенной на высоте 200 км, возмущающее ускорение составляет примерно $2,2 \cdot 10^{-4}$ м/с² ($2,2 \cdot 10^{-5}$ g), на высоте 400 км — $3,1 \cdot 10^{-6}$ м/с² ($3,1 \times 10^{-7}$ g), а на высоте 800 км — $2,6 \cdot 10^{-8}$ м/с² ($2,6 \cdot 10^{-9}$ g).

2.4. ВОЗМУЩАЮЩЕЕ ВЛИЯНИЕ ПЛАНЕТ, СОЛНЦА И СВЕТОВОГО ДАВЛЕНИЯ

Установлено, что влиянием планет на полет ИСЗ можно пренебречь и ограничиться учетом гравитационных возмущений Луны и Солнца.

На полет ИСЗ, имеющих орбиты до 1500—2000 км, возмущающее влияние Луны и Солнца ничтожно мало. Расчеты показывают, что до высоты 20 000 км лунные и солнечные возмущения меньше возмущений от аномалий силы тяжести, поэтому они не учитываются даже при точных расчетах. Выше 20 000 км возмущения от притяжения Луны и Солнца превосходят аномалии силы тяжести, а выше 50 000 км они превосходят все остальные гравитационные возмущения.

Влияние давления солнечного света на движение ИСЗ определяется «парусностью» спутника — соотношением между площадью спутника и его массой. Чем больше размеры ИСЗ, тем больше при прочих равных условиях его парусность.

При падении света на некоторую поверхность, а также при его отражении или излучении возникает световое давление, которое существенным образом зависит от характера отражения света (зеркальное или диффузионное). Равнодействующая составляющих сил светового давления зависит от угла падения лучей и от состояния поверхности. Наибольший практический интерес представляет анализ влияния светового давления на движение легких надувных спутников типа «Эхо», которые были запущены в США. На метеорологические спутники с высотой полета 600—1500 км влияние возмущения, вызываемого световым давлением, очень мало и практически существенного изменения элементов орбиты спутника не вызывает. Для спутников с большой высотой полета (стационарных) равнодействующая силы солнечного давления определяется экспериментально на моделях.

Таким образом, возмущающее влияние планет, Солнца и светового давления для метеорологических спутников с высотой полета 600—1500 км незначительно, а для геостационарных спутников учет возмущения элементов орбиты, по-видимому, целесообразен.

2.5. ВРЕМЯ СУЩЕСТВОВАНИЯ СПУТНИКА

Торможение спутника по мере снижения его орбиты возрастает. В конечном счете спутник, постепенно снижаясь, входит в плотные слои атмосферы, где и сгорает. При снижении высоты орбиты до 150 км спутник совершает всего лишь 1—2 оборота. Продолжительность движения спутника от момента выведения его на орбиту до полного торможения в плотных слоях атмосферы называется *временем его существования*.

Анализ возмущающих сил (пп. 2.2—2.4) показывает, что время существования метеорологических ИСЗ в основном определяется влиянием спротивления атмосферы. Возмущающее влияние спротивления атмосферы приводит к постепенному уменьшению высоты МСЗ и переходу его на критическую орбиту, после чего спутник входит в плотные слои атмосферы и прекращает свое существование.

Под *критической орбитой* понимают такую орбиту, на которой ИСЗ может сделать один полный оборот вокруг Земли. Определяющими элементами критической орбиты являются минимально возможная высота $H_{кр}$ полета, минимальный период обращения $T_{кр}$ и др. Следует заметить, что критические значения высоты полета и периода обращения зависят от баллистического коэффициента b и плотности атмосферы ρ .

Рассмотрим изменения критических величин H и T при изменениях коэффициента b от 0,001 до 1,0 м³/(кг·с²). В этом случае критические значения высоты и периода обращения меняются сравнительно мало ($108 \text{ км} \leq H_{кр} \leq 188 \text{ км}$; $86,5 \text{ мин} \leq T_{кр} \leq 88,1 \text{ мин}$). Отсюда определяются минимально возможные высоты полета и период обращения, которые могут быть использованы при практических расчетах $H_{кр} = 100 \dots 120 \text{ км}$, а $T_{кр} = 86,5 \dots 86,7 \text{ мин}$.

Рассмотрим время существования для спутника весом 100 кг и диаметром 1 м в зависимости от начальных значений высоты для круговой и эллиптической орбит (табл. 2.1).

Таблица 2.1

Время существования спутника ($t_{сущ}$ в сутках) на различных орбитах

Орбита круговая		Орбита эллиптическая					
Высота, км	$t_{сущ}$	Высота перигея, км	$t_{сущ}$ при высоте апогея, км				
			500	700	1000	1300	1600
200	0,4	200	9	18	37	58	82
250	4	230	25	52	102	165	237
300	20	260	53	116	238	370	535
350	65	300	114	260	545	890	1280
400	160	400	410	1120	2630	4450	6600

Анализ таблицы показывает, что для рассматриваемого спутника время существования при начальной высоте перигея 230 км и высоте апогея орбиты 700 км составляет около 50 сут. Увеличение высоты апогея на 300 км (до 1000 км) приводит к возрастанию времени существования в 2 раза. Примерно такое же возрастание времени существования получается при увеличении высоты перигея всего на 30 км (до 260 км). Для круговых орбит увеличение высоты с 300 до 400 км приводит к возрастанию времени существования примерно в 8 раз.

Таким образом, зависимость времени существования спутника от высоты орбиты очень сильная. При высоте полета спутника несколько тысяч километров движение его происходит за пределами верхних слоев атмосферы, и такой спутник практически может считаться постоянным спутником Земли.

2.6. ТИПЫ ОРБИТ ИСЗ

Орбиты ИСЗ в зависимости от значения их параметров могут очень различаться между собой. Тем не менее существует несколько основных признаков, по которым орбиты разделяются на характерные типы. В качестве таких признаков приняты значения эксцентриситета e , наклона орбиты i , периода обращения T и высоты H .

Эксцентриситет e , как это было показано в п. 1.4, определяет форму орбиты: $e=0$ — круговая орбита, $e<1$ — эллиптическая, $e=1$ — параболическая, $e>1$ — гиперболическая орбита.

Наибольший интерес для космических методов исследования представляют круговые и эллиптические орбиты. Первые из них предпочтительнее при запуске метеорологических спутников.

В соответствии со значением наклона орбиты спутники делятся на *экваториальные*, *наклонные* и *полюсные (полярные)*. У экваториальных $i=0^\circ$, у полюсных — 90° , у наклонных $0^\circ < i < 90^\circ$ (рис. 2.1).

Экваториальный спутник будет всегда пролетать над экватором. При высоте орбиты $H=35810$ км период обращения ИСЗ сравняется со звездным периодом оборота Земли. Спутник будет вращаться с такой же угловой скоростью, что и Земля, и, перемещаясь по орбите в направлении, совпадающем с направлением вращения Земли, будет все время находиться над одним и тем же наземным пунктом. Такой ИСЗ называется *стационарным*. Экваториальные спутники наблюдаются в полосе, примыкающей к экватору, причем чем выше орбита, тем шире эта полоса.

Витки полюсного ИСЗ при каждом новом обороте ввиду вращения Земли будут *смещаться к западу*. Такие спутники будут наблюдаться в любом пункте земной поверхности в то или иное время.

Наклонные ИСЗ проектируются на поверхность Земли только в пределах широт $\Delta\varphi = \pm i$.

Все ИСЗ могут разделяться на *прямые* и *обратные*. Прямые движутся в направлении вращения Земли с запада на восток, для них $0^\circ \leq i \leq 90^\circ$; обратные — с востока на запад и для них $90^\circ < i < 180^\circ$.

Прямые спутники запускать легче, так как при их выводе на орбиту к скорости ракеты добавляется линейная скорость вращения Земли, которая на экваторе составляет

$$v_3 = \omega_3 R = \frac{2\pi}{T_3} R = \frac{6,28 \cdot 6378}{86\,164} = 0,465 \text{ км/с},$$

где ω_3 — угловая скорость вращения Земли.

При запуске обратных спутников линейная скорость вращения Земли вычитается из скорости ракеты.

Искусственные спутники Земли разделяются также на периодические и непериодические. Период вращения первых кратен периоду обращения Земли. Ввиду этого положение спутника относительно поверхности Земли каждые сутки повторяется. Непериодические спутники этим свойством не обладают.

По высоте орбиты ИСЗ могут быть разделены на три группы: *низкоорбитальные*, *среднеорбитальные* и *высокоорбитальные*. В первую группу включены спутники, запускаемые на высоты 200—500 км. К ним относятся пилотируемые космические корабли,

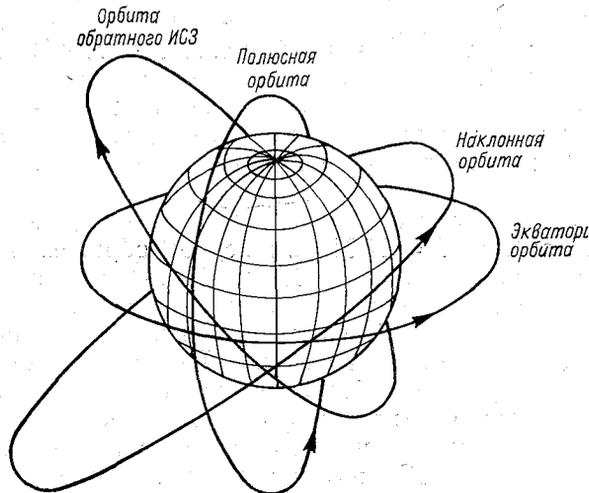


Рис. 2.1. Основные типы орбит ИСЗ.

орбитальные космические станции, отдельные спутники серии «Космос» и другие летательные аппараты. Вторая группа представлена спутниками, запускаемыми на высоты от 500 до нескольких тысяч километров. На этих высотах летают спутники метеорологического, геодезического, астрономического назначения, а также другие ИСЗ. К третьей группе относятся спутники с высотой полета в десятки тысяч километров. Эти высоты используются для запуска метеорологических стационарных спутников, технологических ИСЗ, лунных автоматических и пилотируемых космических кораблей. Примером таких спутников являются советские спутники «Радуга», «Молния», геостационарные спутники ГОЕС (США), «Химавари» (Япония) и др.

2.7. ОРБИТЫ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ СПУТНИКОВ ЗЕМЛИ

Основное преимущество метеорологических наблюдений со спутников состоит в возможности получать информацию о состоянии атмосферы для всей (или почти всей) территории земного шара, а также осуществлять непрерывное прослеживание процессов на определенных больших участках Земли.

Для метеорологических спутников выбор орбиты имеет важное значение. В связи с этим к орбитам МСЗ предъявляются определенные требования, основные из которых могут быть сведены к следующему:

- обеспечение широкой полосы обзора со спутника;
- предоставление возможности получения высокого разрешения космических изображений объектов атмосферы и земной поверхности;
- обеспечение требуемой для метеорологических наблюдений периодичности;
- получение метеорологических данных над конкретным географическим районом в определенное время.

Эти достаточно жесткие требования могут быть удовлетворены путем выбора высоты, формы и наклона орбиты, а также путем определения оптимального времени запуска МСЗ.

Для максимального охвата земной поверхности наблюдениями обзорной аппаратурой применяются *полярные орбиты*. Для получения изображений над определенным районом Земли в одно и то же местное время, которое зависит от времени запуска МСЗ, используют так называемые *солнечно-синхронные орбиты*, плоскость которых поворачивается (прецессирует) синхронно с обращением Земли вокруг Солнца в восточном направлении со скоростью 0,986 град/сут. Орбитальная плоскость спутника должна быть компланарна с направлением Земля—Солнце. Необходимая скорость прецессии обеспечивается при запуске выбором соответствующего угла наклона орбиты к экватору.

В первом приближении скорость прецессии восходящего узла орбиты

$$\Omega \approx -10 \left(1 + \frac{H_A + H_{II}}{r_э} \right)^{-3,5} \cos i, \quad (2.10)$$

где H_A и H_{II} — соответственно расстояния от земной поверхности до точек апогея и перигея орбиты, $r_э$ — экваториальный радиус.

Следовательно, для солнечно-синхронной орбиты угол наклона

$$i_{cc} \approx \arccos \left[-0,0986 \left(1 + \frac{H_A + H_{II}}{r_э} \right)^{-3,5} \right]. \quad (2.11)$$

Так как прецессия в восточном направлении имеет положительный знак, $i_{cc} > 90^\circ$. Эти соображения лежат в основе выбора орбит ряда метеорологических спутников СССР, США и других стран. Спутники, находящиеся на обратных наклонных солнечно-синхронных орбитах, находятся над определенной точкой земной поверхности в одно и то же местное время, значение которого зависит от времени запуска. Эти преимущества являются важными при решении ряда метеорологических задач по материалам спутниковых наблюдений.

Большое значение при метеорологических наблюдениях с МСЗ имеет детальность наблюдений, т. е. различие необходимых деталей при заданной полосе обзора. Это обстоятельство определяет выбор высоты орбиты МСЗ. С увеличением высоты полета полоса обзора увеличивается, а детальность наблюдений ухудшается. Поэтому при необходимости получения повышенной детальности наблюдений (изображений) чаще используются среднеорбитальные МСЗ с высотой полета 600—1500 км, для сбора обобщенной информации с большой площади обычно используются спутники, имеющие высоту орбиты $H = 36\,000$ км.

Для метеорологических наблюдений используются *круговые* или близкие к ним орбиты. Они обеспечивают упрощение географической привязки, обработки и анализа спутниковой информации.

При выборе орбит спутников учитывается, что глобальные метеорологические наблюдения должны выполняться по крайней мере 2 раза в сутки. Время запуска определяется таким образом, чтобы обеспечить сбор максимальной информации над тем или иным районом, при этом время пытаются состыковать со сроками наземных наблюдений с целью синхронного совместного анализа данных.

При запуске нескольких спутников очень важно, чтобы их орбиты были взаимосвязаны. Это требование позволяет решить комплекс задач, связанных с глобальными метеорологическими наблюдениями.

2.8. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ГЕОГРАФИЧЕСКИХ КООРДИНАТ ИСЗ

Мгновенное положение спутника на небесной сфере можно определить сферическими углами, аналогичными географической широте и долготе. Спроектируем некоторое мгновенное положение спутника на поверхность вращающейся Земли. Назовем эту проекцию *подспутниковой точкой*. Геометрическое место подспутниковых точек, или проекция орбиты ИСЗ на поверхность вращающейся Земли, называется *трассой ИСЗ*.

Форма трассы определяется главным образом наклоном орбиты и периодом обращения. Поскольку трасса «вычерчивается» спутником на *вращающейся* Земле, угол пересечения трассой экватора всегда отличается от наклона орбиты. В частности, для полярных орбит он не равен 90° (при пересечении экватора проекция спутника отклоняется к западу). Для спутников, выведенных на низкую прямую наклонную орбиту, трасса напоминает синусоиду, многократно опоясывающую земной шар.

Знание трассы ИСЗ очень важно для выработки целеуказаний, необходимых для прямого приема информации со спутника. Прием информации со спутника в этом случае осуществляется в зоне радиовидимости, определяемой для каждого пункта приема. Поэтому необходимо заранее знать районы, в которых ожидается прохождение ИСЗ.

Для определения географических координат ИСЗ необходимо широту φ_s , долготу λ_s и радиус-вектор r_s спутника выразить через элементы орбиты¹, т. е. получить зависимость вида:

$$\begin{aligned}\varphi_s &= f_1(a, e, i, \omega, \Omega, t), \\ \lambda_s &= f_2(a, e, i, \omega, \Omega, t), \\ r_s &= f_3(a, e, i, \omega, \Omega, t).\end{aligned}\tag{2.12}$$

Элементы орбиты спутника представлены на рис. 2.2. Здесь Ω_0 — прямое восхождение восходящего узла, ω — угловое расстояние перигея, ϑ — угол истинной аномалии, i — угол наклона плоскости орбиты к плоскости земного экватора, λ — долгота восходящего узла относительно Гринвичского меридиана, λ_0 — долгота спутника относительно направления в точку весеннего равноденствия, φ_0 — широта спутника, S — положение спутника на орбите, S' — проекция спутника на земную поверхность, P — точка перигея, P' — проекция перигея на земную поверхность, A — точка апогея, A' — проекция апогея на земную поверхность, Ω — восходящий узел, Ω' — проекция восходящего узла на земную поверхность, \mathcal{I} — нисходящий узел, \mathcal{I}' — проекция нисходящего узла на земную поверхность.

¹ Иногда вместо большой полуоси эллипса a используется в качестве элемента орбиты фокальный параметр P .

Для получения формул, определяющих сферические координаты спутника, сравним рис. 1.3 и 2.2, где приведены схемы определения угловых координат спутника с помощью второй экваториальной и сферической систем. Сравнение двух систем координат позволяет отметить аналогию в определении и отсчете угловых величин. Так, оказывается, что угол склонения δ_{Π} аналогичен географической широте φ_0 , а прямое восхождение Ω — географической долготе λ_0 .

На рис. 2.2 видно, что широта отсчитывается по меридиану от плоскости экватора до проекции спутника, а долгота — по экватору против часовой стрелки от точки весеннего равноденствия до меридиана, на котором находится ИСЗ в данный момент времени.

Рассмотрим сферический прямоугольный треугольник $\delta S'D$ (см. рис. 2.2):

$$\angle S'D = i, \quad \tilde{D}S' = \varphi_0, \quad \tilde{S}'D = \omega + \vartheta = u.$$

По формулам сферической тригонометрии для этого треугольника можно записать, что

$$\begin{aligned} \sin \varphi_0 &= \sin i \sin (\omega + \vartheta), \\ \cos (\lambda_0 - \Omega_0) &= \sec \varphi_0 \cos (\omega + \vartheta). \end{aligned} \quad (2.13)$$

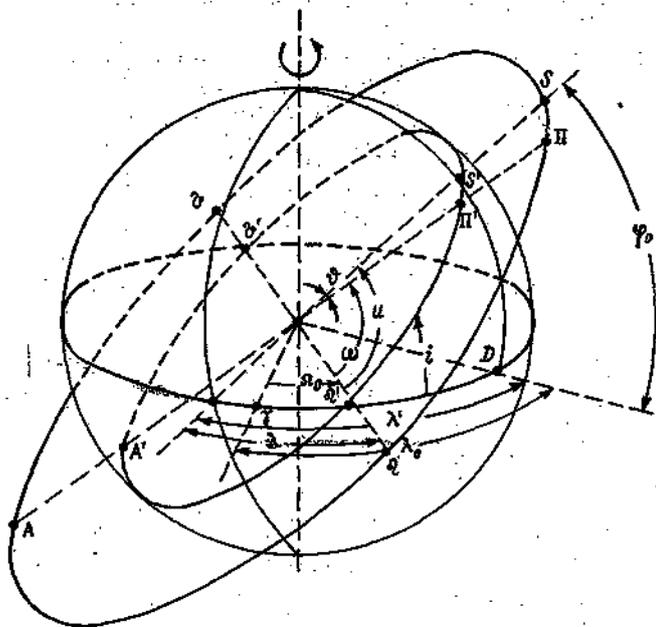


Рис. 2.2. Схема определения географических координат спутника.

Развернув синус и косинус суммы двух углов и заменив в них $\cos \vartheta$ и $\sin \vartheta$ согласно формуле (1.19), получим:

$$\begin{aligned} \sin(\omega + \vartheta) &= \sin \omega \cos \vartheta + \cos \omega \sin \vartheta = \\ &= \frac{1}{1 - e \cos E} [\sin \omega (\cos E - e) + \cos \omega \sin E \sqrt{1 - e^2}], \\ \cos(\omega + \vartheta) &= \cos \omega \cos \vartheta - \sin \omega \sin \vartheta = \\ &= \frac{1}{1 - e \cos E} [\cos \omega (\cos E - e) - \sin \omega \sin E \sqrt{1 - e^2}]. \end{aligned} \quad (2.14)$$

Подставив в (2.13) выражения (2.14), находим:

$$\begin{aligned} \varphi_0 &= \arcsin \left\{ \frac{\sin i}{1 - e \cos E} [\sin \omega (\cos E - e) + \cos \omega \sin E \sqrt{1 - e^2}] \right\}, \\ \lambda_0 &= \Omega_0 + \arccos \left\{ \frac{\sec \varphi_0}{1 - e \cos E} [\cos \omega (\cos E - e) - \right. \\ &\quad \left. - \sin \omega \sin E \sqrt{1 - e^2}] \right\}, \\ r &= a(1 - e \cos E). \end{aligned} \quad (2.15)$$

Так как средняя аномалия является линейной функцией времени полета спутника, то обычно выражают координаты спутника через эту величину. Однако записать выражения для координат через среднюю аномалию в конечном виде не представляется возможным. Это обстоятельство вызывает необходимость в представлении указанных зависимостей в виде рядов.

При определении географических координат спутника с учетом возмущающих сил необходимо в систему (2.15) ввести средние элементы орбиты, которые могут быть вычислены с помощью соотношений:

$$\begin{aligned} \bar{a} &= a + \Delta a N, \quad \bar{e} = e + \Delta e N, \quad \bar{T} = T + \Delta T N, \\ \bar{\Omega} &= \Omega + \Delta \Omega N, \quad \bar{\omega} = \omega + \Delta \omega N, \\ \bar{M} &= \frac{2\pi(t - t_0)}{T + \Delta T N}, \end{aligned} \quad (2.16)$$

где число оборотов спутника определяется формулой

$$N = \frac{2\pi(t - t_0)}{T(2\pi - \Delta\omega)},$$

a , e , T , Ω , ω — первоначальные значения элементов орбиты. Приращение элементов орбиты определяются с помощью формул (2.2) при конкретном учете тех или иных возмущающих сил.

Выражения (2.15) с учетом соотношений (2.16) позволяют определить географические координаты спутника, движущегося по эллиптической орбите с учетом возмущающих сил.

Рассмотренная схема определения географических координат может быть использована для прогнозирования движения спутника. Прогнозирование движения ИСЗ заключается в расчете его орбиты в определении эфемерид для наземных пунктов приема спутниковой информации. Различают прогнозирование долгосрочное и краткосрочное.

Долгосрочное прогнозирование движения ИСЗ производится по различным сложным методикам, учитывающим все возмущающие факторы. В качестве начальных условий принимаются параметры движения ИСЗ, определенные на основе статистической обработки данных траекторных измерений на нескольких витках при наблюдении с нескольких измерительных пунктов (комплекса наземных станций слежения и прогнозирования).

Краткосрочное прогнозирование основано на использовании более простых зависимостей. В первом приближении возможно использовать формулы невозмущенного движения. Точность краткосрочного прогнозирования намного меньше точности долгосрочного. С увеличением времени, для которого производится прогнозирование, или с увеличением периода прогнозирования, эта разница сильно возрастает.

Метеорологическое зондирование атмосферы из космоса

ФИЗИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ПОЛУЧЕНИЯ
МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ ИЗ КОСМОСА.
Характеристика методов дистанционного зондирования. Понятия
теории излучения. Уравнение переноса. Ослабление теплового
излучения в атмосфере
МЕТОДИКА И НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ
ДИСТАНЦИОННОГО ИЗМЕРЕНИЯ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ
ВЕЛИЧИН. Математические аспекты решения обратных задач.
Измерение температуры подстилающей поверхности.
Вертикальные профили метеорологических величин. Поля
метеорологических величин

Глава 3. ФИЗИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ПОЛУЧЕНИЯ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ ИЗ КОСМОСА

3.1. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕТОДОВ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

Дистанционное зондирование окружающей среды представляет собой совокупность методов измерения параметров физического состояния подстилающей поверхности и атмосферы с помощью приборов, расположенных на некотором расстоянии от объектов исследования. Дистанционные исследования проводятся с различных измерительных платформ: МСЗ, самолетов, аэростатов, судов, а также с поверхности Земли.

В отличие от контактных (прямых) измерений (измерений *in situ* — на своем месте (лат.)), когда измерительное устройство находится в непосредственном соприкосновении с исследуемым объемом среды, приборы дистанционного (косвенного) зондирования получают информацию о среде путем измерения эффектов взаимодействия с ней различных излучений. Применительно к на-

блюдениям с МСЗ наиболее важным является взаимодействие со средой электромагнитного излучения.

Источником метеорологической информации при наблюдении Земли из космоса являются пространственные, временные и угловые вариации интенсивности электромагнитных волн, отраженных или излученных системой подстилающая поверхность — атмосфера (сокращенно СППА). Измерение характеристик поля электромагнитного излучения на различных длинах волн λ является основой для оценки параметров физического состояния атмосферы, океана, материковых покровов.

Широкое развитие дистанционных методов зондирования окружающей среды объясняется тем, что они не только обеспечивают получение новой информации (в частности, метеорологической), но и дополняют и расширяют возможности традиционных методов наблюдения. И это несмотря на то, что последние хорошо разработаны и повсеместно вошли в практику.

Использование в качестве носителя измерительной аппаратуры МСЗ обеспечивает:

— осуществление глобальных наблюдений, в том числе и над труднодоступными регионами Земли;

— сбор, частичную обработку на борту и передачу глобальных данных в метеорологические центры быстрее и дешевле по сравнению с наземными системами связи;

— практически мгновенное исследование атмосферы и подстилающей поверхности в двух-трех измерениях.

Получение надежной количественной информации о состоянии СППА с использованием дистанционных методов обуславливает высокие требования к развитию теории переноса излучения в различных средах, а также к точности описания количественных характеристик взаимодействия электромагнитного излучения со средой.

Для проведения наблюдений с помощью МСЗ могут быть применены устройства, регистрирующие излучение в диапазоне длин волн от 0,3 мкм до 1 м. Этот широкий участок спектра принято подразделять на ряд поддиапазонов: 0,3—0,4 мкм — ближний ультрафиолетовый (УФ), 0,40—0,76 мкм — видимый, 0,76—1,5 мкм — ближний инфракрасный (ИК), 1,5—1000 мкм — средний и дальний ИК, 1 мм — 1 м — сверхвысокочастотный (СВЧ), называемый также микроволновым (рис. 3.1).

СВЧ диапазон подразделяется на миллиметровый $1 \text{ мм} \leq \lambda < 10 \text{ мм}$, сантиметровый $1 \text{ см} \leq \lambda < 10 \text{ см}$ и дециметровый $10 \text{ см} \leq \lambda < 100 \text{ см}$.

В зависимости от природы регистрируемого электромагнитного излучения дистанционное зондирование Земли может осуществляться пассивными и активными методами.

Пассивные методы основаны на измерении характеристик поля собственного теплового излучения исследуемых объектов и (или)

8,0-12,0
Видимый
УФ
ИК
СВЧ

отраженного ими солнечного излучения. Интенсивность (яркость) этого излучения является в общем случае функционалом полей температуры, влажности давления, концентрации озона и других малых газовых составляющих атмосферы, водности и фазового состава облаков, параметров осадков, влажности подстилающей поверхности, характеристик растительного, снежного и ледяного покровов и т. д. и зависит от частоты, поляризации и угла визирования.

При активном зондировании (радио- и лазерная локация) источник излучения (передатчик) расположен на спутнике. Мощность, фаза, частота и другие характеристики отраженного (рассеянного) излучения, генерируемого этим источником, также определяются перечисленными выше параметрами атмосферы и подстилающей поверхности. Собственное излучение Земли и отраженное солнечное излучение в этом случае будут помехой.

В настоящее время большинство устройств для зондирования Земли из космоса представляют собой чувствительные приемники излучения (пассивное зондирование). Активные методы дистанционного зондирования с помощью МСЗ пока еще не нашли широкого практического применения, что обусловлено главным образом большим энергопотреблением радиолокационных станций (РЛС) и лидаров. Однако с ростом мощности бортовых источников питания МСЗ роль активных методов зондирования СППА из космоса существенно возрастет.

С помощью МСЗ могут быть реализованы три метода пассивного дистанционного зондирования, основанные на измерениях:

- отраженной и рассеянной СППА солнечной радиации;
- собственного теплового излучения СППА;

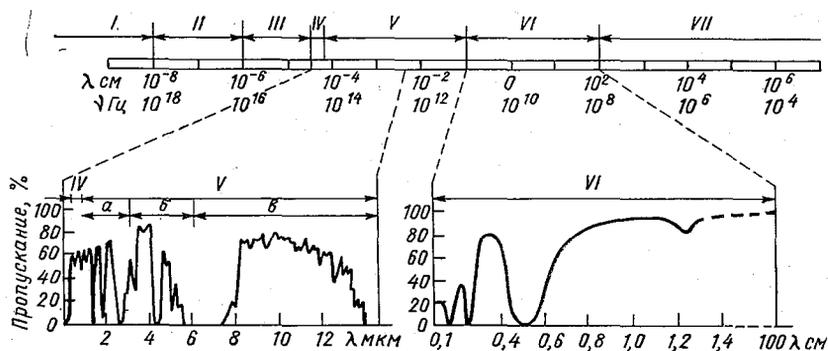


Рис. 3.1. Спектр электромагнитного излучения и спектр пропускания безоблачной стандартной атмосферы.

Излучение: I — гамма, II — рентгеновское, III — ультрафиолетовое, IV — видимое, V — инфракрасное (зоны: α — ближняя, β — средняя, γ — дальняя), VI — сверхвысокочастотное, VII — радио.

— прозрачности атмосферы по естественным источникам излучения.

Физической основой первого метода является зависимость отраженного и рассеянного солнечного излучения от множества физических параметров атмосферы и подстилающей поверхности (геометрические размеры, водность и фазовый состав облаков, характеристики аэрозоля, состояние поверхности акваторий, растительного, ледяного и снежного покровов и т. д.). При спектральных исследованиях параметров атмосферы по рассеянному солнечному излучению условия измерения подбираются таким образом, чтобы регистрируемое рассеянное излучение формировалось в относительно узком слое атмосферы. В зависимости от оптических характеристик и состава атмосферы, зенитного угла Солнца, направления визирования изменяется высота этого слоя и значение измеренной радиации. Выбирая соответствующим образом длину волны зондирования и направление зондирования, можно получить высотные профили концентрации аэрозоля и оптически активных составляющих атмосферы.

Физическая основа второго метода пассивного зондирования аналогична первому, но только речь здесь идет о зависимости от гидрометеорологических параметров собственного теплового излучения СППА. К перечисленным выше параметрам еще следует добавить температуру — температуру верхней границы облаков, поверхности океана и материковых покровов, температуру воздуха на различных высотах. Зависимость оптической плотности атмосферы от частоты приводит к тому, что с частотой меняется относительный вклад различных слоев атмосферы (при зондировании лимба — различных участков на трассе зондирования) в интенсивность регистрируемого на спутнике собственного излучения, что служит основой для оценки высотных профилей метеорологических элементов.

Третий метод базируется на использовании принципов абсорбционной спектроскопии и связан со спектральными измерениями электромагнитного излучения от внешнего (естественного или искусственного) источника. Такие измерения позволяют определить усредненную оптическую характеристику атмосферы на трассе источник излучения — прибор — ее спектральную прозрачность. Зависимость спектральной прозрачности атмосферы от параметров атмосферы и составляет физическую основу этого метода.

Активное зондирование с помощью МСЗ может осуществляться с использованием двух методов, основанных на измерениях:

— отраженного и рассеянного СППА излучения от активного источника;

— прозрачности атмосферы.

Возможности и физико-технические особенности дистанционного зондирования Земли зависят от используемого диапазона длин волн.

В видимом и ближнем ИК диапазонах источником информации о параметрах СППА является отраженное солнечное излучение. Поэтому наблюдения могут осуществляться на освещенной стороне планеты. Однако активное лазерное зондирование на этих длинах волн предполагается выполнять преимущественно в ночные часы, поскольку в этом случае отраженное солнечное излучение является мешающим фактором.

В ИК и СВЧ диапазонах длин волн измерения могут проводиться независимо от времени суток.

Облачность препятствует изучению характеристик подоблачных слоев атмосферы и подстилающей поверхности в видимом и ИК участках спектра. В СВЧ диапазоне облачность — полупрозрачная среда, что позволяет по данным дистанционных измерений оценивать как свойства земной поверхности, так и параметры самой облачности.

В зависимости от используемого диапазона меняется и *пространственное разрешение* приборов дистанционного зондирования. При прочих равных условиях самое высокое разрешение достигнуто в видимом диапазоне длин волн (десятки метров — единицы километров), а самое низкое — в СВЧ (десятки — сотни километров). В ИК диапазоне разрешение составляет сотни метров — километры.

При работе в активном режиме высокое разрешение достигается в радиолокационных станциях с синтетизированной апертурой (РСА). РСА излучает сигналы, частота которых поддерживается с высокой точностью (когерентные сигналы). Специальная обработка отраженных радиолокационных сигналов позволяет реализовать при измерениях со спутников разрешение в несколько десятков метров.

При решении различных задач дистанционного зондирования важное значение приобретает степень *ослабления* электромагнитного излучения средой. Даже в отсутствие облачности и осадков атмосферные газы (прежде всего, водяной пар, углекислый газ и озон) ослабляют электромагнитное излучение, распространяющееся в атмосфере. Это значительно затрудняет зондирование подстилающей поверхности и нижних слоев атмосферы из космоса. Ослабление электромагнитного излучения атмосферой меняется по спектру в очень широких пределах. Минимальных значений оно достигает в видимом диапазоне длин волн, в нескольких окнах прозрачности атмосферы, расположенных в ближнем и среднем ИК участках спектра, а также в СВЧ диапазоне, за исключением областей резонансного поглощения водяного пара ($\lambda \approx 1,64$ мм) и кислорода ($\lambda \approx 2,53$ мм и $\lambda = 5 \dots 6$ мм). На рис. 3.1 для двух спектральных интервалов показано, какая доля излучения, падающего на верхнюю (нижнюю) границу атмосферы, доходит до нижней (верхней) границы.

Возможность получения информации не только о свойствах подстилающей поверхности, но и о том, как они меняются в ней с глубиной, зависит от *глубины проникновения* L электромагнитной волны в среду. (Глубиной проникновения называется такая глубина, на которой мощность сигнала ослабевает в e раз.) Глубина проникновения определяется оптическими константами среды, в которой распространяется волна. При наличии в среде рассеивающих частиц значение L будет также зависеть от свойств этих частиц.

Для волн видимого диапазона наибольшие значения глубины проникновения характерны для льда и воды, где они составляют десятки сантиметров — десятки метров в зависимости от λ . Величина L в сильной степени зависит от наличия в воде фитопланктона, взвесей, различного вида загрязнений. Глубина проникновения видимого света в материковые покровы очень мала.

В ИК диапазоне все излучение формируется в очень тонком поверхностном слое.

Электромагнитные волны СВЧ диапазона сильно поглощаются водной поверхностью; здесь значения L варьируют от сотых долей до единиц миллиметра. В то же время в сухих грунтах, в материковых льдах, сухом снеге значения L могут достигать нескольких десятков значений λ , что, например, для волн сантиметрового и миллиметрового диапазонов составляет единицы — десятки метров. Такая большая глубина проникновения СВЧ излучения служит основой для дистанционного изучения свойств почв, горных пород, ледяного и снежного покровов до значительной глубины.

3.2. ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ ТЕОРИИ ИЗЛУЧЕНИЯ. УРАВНЕНИЕ ПЕРЕНОСА

3.2.1. Основные законы излучения

Основные законы излучения и используемые при их описании величины подробно рассмотрены в курсах физики и метеорологии. Поэтому ниже будут вводиться лишь основные понятия, значение которых необходимо при выводе и анализе уравнения переноса излучения.

Важную роль в теории переноса излучения играет модель идеального излучателя (поглотителя) — *абсолютно черного тела* (АЧТ). Если ввести *коэффициент поглощения* электромагнитного излучения

$$\alpha = \Phi_{\text{погл}} / \Phi_{\text{пад}},$$

где $\Phi_{\text{пад}}$ — поток (мощность) падающего на тело излучения,

$\Phi_{\text{погл}}$ — та часть из этого потока, которая телом поглотилась, а также коэффициент отражения

$$\beta = \Phi_{\text{отр}}/\Phi_{\text{пад}},$$

где $\Phi_{\text{отр}}$ — поток отраженного телом излучения, то для АЧТ эти коэффициенты соответственно равны:

$$\alpha_{\text{АЧТ}} = 1; \quad \beta_{\text{АЧТ}} = 0.$$

Способность тела испускать электромагнитное излучение определяется его *излучательной способностью* ε . Для любого тела, согласно *закону излучения Кирхгофа*, его излучательная способность ε равна его коэффициенту поглощения α при заданной температуре T и длине волны λ :

$$\varepsilon(\lambda, T) = \alpha(\lambda, T).$$

Излучение АЧТ превышает излучение любых других тел при данной длине волны и температуре. Его излучательная способность $\varepsilon_{\text{АЧТ}}$ (подобно коэффициенту поглощения) равна единице.

Реальные тела — не черные, их излучательная способность всегда меньше единицы. При одной и той же температуре потоки излучения, испускаемые реальными (Φ) и абсолютно черными ($\Phi_{\text{АЧТ}}$) телами, связаны соотношением

$$\Phi = \Phi_{\text{АЧТ}}.$$

Спектральную плотность, или *спектральную яркость*, излучения АЧТ как функцию температуры и длины волны описывает закон Планка:

$$B(\lambda, T) = \frac{2hc^2}{\lambda^5} \frac{1}{e^{hc/k\lambda T} - 1}. \quad (3.1)$$

Здесь $B(\lambda, T)$ — мощность излучения, приходящаяся на единицу площади, единицу длины волны и единицу телесного угла, измеряется в Вт/(см³·ср); $h = 6,63 \cdot 10^{-34}$ Дж·с — постоянная Планка, $c = 3 \cdot 10^8$ м/с — скорость света в вакууме, $k = 1,38 \cdot 10^{-23}$ Дж/К — постоянная Больцмана.

Если вместо длины волны λ использовать частоту $\nu = c/\lambda$, то функция Планка запишется в виде

$$B(\nu, T) = \frac{2h\nu^3}{c^2} \frac{1}{e^{h\nu/kT} - 1}. \quad (3.2)$$

Зависимость функции Планка от частоты ν (длины волны λ) и от температуры T представлена в виде семейства кривых на рис. 3.2. При повышении температуры мощность излучения возрастает, а ее максимум сдвигается в сторону меньших длин волн.

Положение максимума мощности излучения можно определить

из выражения (3.1) обычным образом, приравняв нулю первую производную от $B(\lambda, T)$ по λ :

$$\lambda_{\text{макс}} = \frac{1}{4,97} \frac{hc}{kT} = \frac{2,898 \cdot 10^{-3} \text{ м} \cdot \text{К}}{T} = \frac{2898 \text{ мкм} \cdot \text{К}}{T},$$

что представляет закон смещения Вина.

Максимум излучения земной поверхности при $T=233 \text{ К}$ приходится на $\lambda=12,4 \text{ мкм}$, при $T=273 \text{ К}$ — на $\lambda=10,6 \text{ мкм}$ и при $T=313 \text{ К}$ — на $\lambda=9,26 \text{ мкм}$. Максимум излучения Солнца ($T=6000 \text{ К}$) приходится на $\lambda=0,483 \text{ мкм}$ (синий свет).

Рассмотрим две важные аппроксимации функции Планка. На высоких частотах, когда $h\nu \gg kT$, можно пренебречь единицей в знаменателе (3.2) по сравнению с экспонентой и получить формулу Вина

$$B(\nu, T) = \frac{2h\nu^3}{c^2} e^{-h\nu/kT},$$

согласно которой яркость убывает до нуля по показательному закону (правая часть кривых на рис. 3.2). В этой области частот зависимость яркости от температуры очень сильна: на фиксированной частоте значение функции $B(\nu, T)$ быстро возрастает с повышением температуры.

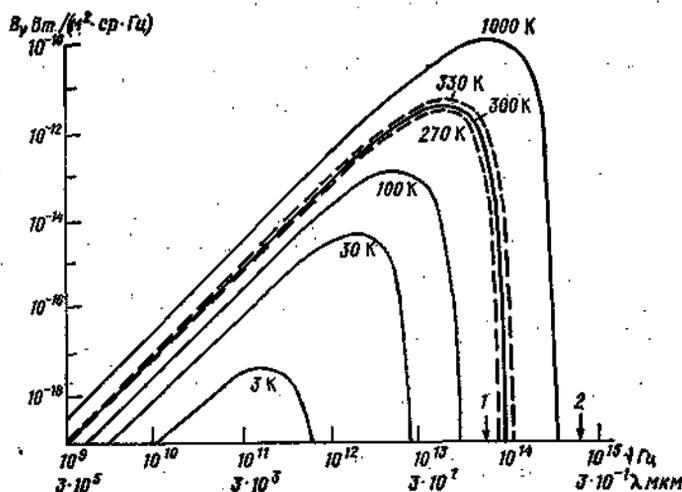


Рис. 3.2. Интенсивность излучения АЧТ на единицу ширины полосы частот и единицу телесного угла в диапазоне 30 см—0,3 мкм.

Цифрами обозначены максимумы излучения Земли (1, $\lambda=9,7 \text{ мкм}$) и Солнца (2, $\lambda=0,474 \text{ мкм}$).

В СВЧ диапазоне энергия квантов электромагнитного излучения мала, $h\nu \ll kT$ и знаменатель в (3.2) может быть записан в виде

$$e^{h\nu/kT} - 1 \approx h\nu/kT.$$

В результате имеем формулу Рэлея—Джинса

$$B(\nu, T) = \frac{2\nu^2 kT}{c^2} = \frac{2kT}{\lambda}.$$

В области частот, где справедлива формула Рэлея—Джинса, спектральная яркость возрастает от нуля пропорционально квадрату частоты (левая часть кривых на рис. 3.2). При заданной частоте яркость $B(\nu, T)$ пропорциональна температуре. Это, пожалуй, самая важная особенность аппроксимационного выражения Рэлея—Джинса. Таким образом, от 20 до 21 К изменение яркости будет таким же, как и при нагревании от 300 до 301 К (если яркость измерять в пределах узкой полосы частот вокруг ν).

При одной и той же температуре T яркость любого реального тела на частоте ν , которая называется спектральной яркостью и в дальнейшем обозначается как $D(\nu, T)$, меньше яркости АЧТ. Такую же спектральную яркость будет иметь АЧТ, нагретое до так называемой яркостной температуры $T_{\text{я}}$.

По своему физическому смыслу яркостная температура излучения есть температура АЧТ, спектральная яркость которого равна наблюдаемой. Для АЧТ значения $T_{\text{я}}$ и T совпадают, тогда как для всех реальных тел $T_{\text{я}} < T$.

Исходя из определения $T_{\text{я}}$, приравняв величину $D(\nu, T)$ к спектральной яркости АЧТ $B(\nu, T)$, в соответствии с (3.2) получим

$$D(\nu, T) = B(\nu, T_{\text{я}}) = \frac{2h\nu^3}{c^2} \frac{1}{e^{h\nu/kT_{\text{я}}} - 1},$$

откуда после нескольких преобразований находим

$$T_{\text{я}}(\nu) = \frac{h\nu/k}{\ln[1 + 2h\nu^3/D(\nu, T)c^2]}. \quad (3.3)$$

Это соотношение может служить определением яркостной температуры. При использовании вместо (3.2) ее аппроксимации (формулы Вина или формулы Рэлея—Джинса) можно получить соответствующие аппроксимации и для яркостной температуры. В частности, для СВЧ диапазона из формулы Рэлея—Джинса следует

$$T_{\text{я}}(\nu) = \frac{D(\nu, T)c^2}{2k\nu^2}.$$

Значение $T_{\text{я}}(\nu)$, определенное по этому соотношению, обычно называют радиояркостной температурой.

В тех же единицах, что и спектральная яркость, измеряется спектральная интенсивность электромагнитного излучения $I(\nu, T)$.

Но между интенсивностью $I(\nu, T)$ и яркостью $B(\nu, T)$ есть различие: яркость определяется количеством энергии, *излучаемой* с поверхности источника, а интенсивность — количеством энергии, *проходящим* через некоторую площадку, расположенную на пути электромагнитных волн.

Так же как и спектральная яркость, спектральная интенсивность электромагнитного излучения $I(\nu, T)$ может быть однозначно описана с помощью температурой $T_{\lambda}(\nu)$. Яркостная температура, соответствующая спектральной интенсивности излучения, по-прежнему определяется выражением (3.3) или его аппроксимациями, только значение $D(\nu, T)$ заменяется на $I(\nu, T)$.

3.2.2. Вывод уравнения переноса излучения

В общем случае при выводе уравнения переноса излучения в среде необходимо учитывать взаимодействие радиации со средой, проявляющееся в процессах поглощения, излучения и рассеяния. Точное количественное описание всех этих процессов для различных природных сред представляет собой довольно сложную задачу. Поэтому в дальнейшем ограничимся выводом уравнения переноса излучения при ряде упрощающих предположений:

1) поле излучения стационарно, а само излучение монохроматично;

2) можно не учитывать поляризацию излучения и влияние рефракции.

Возьмем луч направления \mathbf{r} и рассмотрим элемент среды в виде цилиндра единичного сечения, ось которого совпадает с направлением луча (рис. 3.3). Пусть луч пересекает перпендикулярные ему основания в точках M и M' , находящихся друг от друга на расстоянии ds . Интенсивность излучения в этих точках равна $I_{\lambda}(M, \mathbf{r})$ и $I_{\lambda}(M', \mathbf{r})$ соответственно.

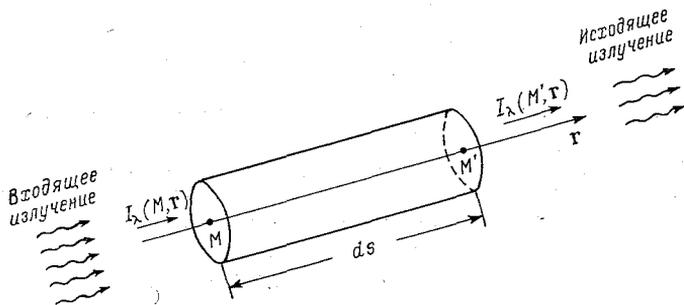


Рис. 3.3. Диаграмма, поясняющая геометрию распространения излучения.

В общем случае изменение интенсивности на пути ds может быть представлено как

$$I_{\lambda}(M', \mathbf{r}) = I_{\lambda}(M, \mathbf{r}) + \frac{\partial I_{\lambda}}{\partial s} ds. \quad (3.4)$$

Изменение интенсивности излучения на величину

$$I_{\lambda}(M', \mathbf{r}) - I_{\lambda}(M, \mathbf{r}) = \Delta I_{\lambda} \quad (3.5)$$

обусловлено следующими физическими процессами:

1) истинным поглощением — энергия квантов переходит во внутреннюю энергию: химическую и энергию возбуждения атомов и молекул;

2) истинным излучением — энергия возбужденных атомов и молекул и химическая энергия переходят в излучение;

3) рассеянием — меняется направление распространения квантов при взаимодействии электромагнитной волны с флуктуациями плотности молекул, аэрозольными частицами, гидрометеорами.

Произведем количественное описание влияния указанных процессов на изменение интенсивности излучения при переходе от точки M к точке M' . При этом будем предполагать, что изменение интенсивности пропорционально ее первоначальному значению; пройденному пути и плотности среды.

1. Уменьшение интенсивности излучения вследствие поглощения энергии может быть выражено как

$$\Delta I_{\lambda}^{(1)} = -k_{\lambda}(M) I_{\lambda}(M, \mathbf{r}) \rho(M) ds,$$

где $\rho(M)$ — плотность среды в точке M ; $k_{\lambda}(M)$ — *массовый коэффициент поглощения* среды в этой же точке.

2. Увеличение интенсивности излучения за счет излучения рассматриваемым элементом среды в направлении \mathbf{r}

$$\Delta I_{\lambda}^{(2)} = \eta_{\lambda}(M) \rho(M) ds,$$

где $\eta_{\lambda}(M)$ — *массовый коэффициент излучения* среды в точке M на волне λ .

3. Уменьшение интенсивности излучения вследствие рассеяния электромагнитного излучения рассматриваемым элементом среды

$$\Delta I_{\lambda}^{(3)} = -\sigma_{\lambda}(M) I_{\lambda}(M, \mathbf{r}) \rho(M) ds,$$

где $\sigma_{\lambda}(M)$ — *массовый коэффициент рассеяния*.

4. Увеличение интенсивности излучения $I_{\lambda}(M', \mathbf{r})$ благодаря процессу рассеяния обусловлено присоединением части рассеянного в направлении \mathbf{r} излучения от лучей всевозможных направлений, проходящих через рассматриваемый элементарный цилиндр. Рассмотрим луч произвольного направления \mathbf{r}' с интенсивностью

$I_\lambda(M, \mathbf{r}')$, проходящий через элемент среды. Изменение интенсивности, обусловленное рассеянием, составит

$$\sigma_\lambda(M) I_\lambda(M, \mathbf{r}') \rho(M) ds.$$

Поскольку рассеяние излучения произойдет во всех направлениях, в том числе и в направлении \mathbf{r} , то из общей рассеянной энергии некоторое ее количество, равное

$$\frac{1}{4\pi} \sigma_\lambda(M) I_\lambda(M, \mathbf{r}') f_\lambda(M, \mathbf{r}', \mathbf{r}) \rho(M) ds,$$

увеличит интенсивность излучения, распространяющегося в направлении \mathbf{r} . Так как направление \mathbf{r}' было выбрано произвольно, то общее увеличение интенсивности можно найти, интегрируя последнее выражение по всем возможным направлениям:

$$\Delta I_\lambda^{(4)} = \frac{\sigma_\lambda(M)}{4\pi} \int_{\Omega} I_\lambda(M, \mathbf{r}') f_\lambda(M, \mathbf{r}', \mathbf{r}) \rho(M) ds d\Omega.$$

В двух последних выражениях функция f_λ есть *индикатриса рассеяния*. Связанная с ней величина $f_\lambda(M, \mathbf{r}', \mathbf{r})/4\pi$ равна вероятности того, что квант излучения, распространяющийся в направлении \mathbf{r}' , в точке M будет рассеян средой в направлении \mathbf{r} в единицу телесного угла.

Подставляя в левую часть уравнения (3.5) ее значение из (3.4), заменяя правую часть суммой слагаемых $\Delta I_\lambda^{(i)}$ ($i=1, \dots, 4$) и деля левую и правую части полученного уравнения на $\rho(M) ds$, будем иметь (опуская в ряде мест M)

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial I_\lambda}{\partial s} = \eta_\lambda - (k_\lambda + \sigma_\lambda) I_\lambda + \frac{\sigma_\lambda}{4\pi} \int_{\Omega} I_\lambda(M, \mathbf{r}') f_\lambda(M, \mathbf{r}', \mathbf{r}) d\Omega, \quad (3.6)$$

где суммарное значение коэффициентов поглощения и рассеяния, т. е. величина $\beta_\lambda = k_\lambda + \sigma_\lambda$, есть *массовый коэффициент ослабления*.

Предполагая, что в точке M среды выполняются условия термодинамического равновесия (т. е. в среде выполняются условия так называемого локального термодинамического равновесия), воспользуемся следствием из сформулированного ранее в общем виде закона Кирхгофа, согласно которому отношение коэффициентов излучения и поглощения равно функции Планка:

$$\eta_\lambda(M)/k_\lambda(M) = B_\lambda(M),$$

где $B(M)$ — значение функции Планка в точке M среды, т. е. $B[\lambda, T(M)]$. Выражая из последнего равенства значение $\eta_\lambda(M)$ и подставляя его в уравнение (3.6), находим

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial I_\lambda}{\partial s} = k_\lambda B_\lambda - (k_\lambda + \sigma_\lambda) I_\lambda + \frac{\sigma_\lambda}{4\pi} \int_{\Omega} I_\lambda(M, \mathbf{r}') f_\lambda(M, \mathbf{r}', \mathbf{r}) d\Omega. \quad (3.7)$$

Полученное соотношение и есть *уравнение переноса* электромагнитного излучения.

Дальнейшие преобразования уравнения переноса излучения связаны с введением дополнительных предположений о характере взаимодействия излучения со средой и (или) о свойствах самой среды. Ключевое значение при этом приобретает вопрос о необходимости учета эффектов рассеяния. Поэтому перед тем как перейти к решению уравнения (3.7), обратимся к более детальному рассмотрению характеристик, используемых при описании переноса излучения в средах с рассеянием.

3.2.3. Коэффициенты поглощения, рассеяния и ослабления

Главными оптическими параметрами, регулирующими процесс излучения в средах с рассеянием, являются объемные коэффициенты рассеяния $\sigma_\lambda[m, N(r)]$, поглощения $k_\lambda[m, N(r)]$ и ослабления

$$\beta_\lambda[m, N(r)] = \sigma_\lambda[m, N(r)] + k_\lambda[m, N(r)],$$

а также индикатриса рассеяния $f_\lambda[m, N(r), \theta]$ (θ — угол рассеяния), зависящие от распределения частиц по размерам $N(r)$ и от комплексного коэффициента преломления частиц $m = n - i\chi$. Объемные коэффициенты связаны с введенными ранее массовыми соотношениями:

$$\sigma_\lambda[m, N(r)] = \rho\sigma_\lambda; \quad k_\lambda[m, N(r)] = \rho k_\lambda;$$

$$\beta_\lambda[m, N(r)] = \rho\beta_\lambda.$$

Помимо массового и объемного коэффициентов взаимодействия излучения со средой определяются поперечные сечения, или факторы эффективности рассеяния (поглощения, ослабления) в расчете на одну частицу: $\sigma[\lambda, m, r]$, где r — радиус частицы.

В точной теории, развитой Ван де Хюлстом, К. С. Шифриным и др., используются безразмерные эффективные сечения рассеяния (поглощения, ослабления), которые выражаются через так называемые *ряды Ми*. Члены этих рядов содержат отношения функций Рикатти—Бесселя действительного или комплексного аргумента, включающего *нормализованный размер* $a_\lambda = 2\pi r/\lambda$ и коэффициент преломления m , и вычисляются на ЭВМ.

При заданном распределении частиц по размерам $N(r)$ вычисляются объемные коэффициенты рассеяния, поглощения и ослабления. При проведении таких вычислений для полидисперсных распределений, содержащих главным образом частицы, соизмеримые с длиной волны, объемные коэффициенты рассеяния, поглощения и ослабления сильно зависят от формы спектра и количества частиц, а также от их оптических констант.

Индикатриса рассеяния $f(\theta)$ характеризует степень рассеяния излучения под данным углом θ и представляет собой дифференциальное сечение рассеяния.

Интегральное сечение рассеяния, или относительную интенсивность всего рассеянного излучения σ , можно получить, проинтегрировав $f(\theta)$ по всему телесному углу.

При расчете интенсивности радиации, рассеянной некоторым объемом, нужно суммировать не ее амплитуды, а интенсивности. Причина этого заключается в том, что при атмосферных условиях длина свободного пробега молекул $l \gg \lambda$, фазы переизлученных волн случайны и интерференции не возникает. Это упрощает решение задачи так называемого многократного рассеяния — рассеяние уже прежде рассеянной радиации.

Необходимость учета многократного рассеяния зависит при прочих равных условиях от важного параметра теории переноса излучения — вероятности выживания квантов, или альбедо единичного объема

$$\omega_\lambda = \frac{\sigma_\lambda}{\beta_\lambda} = \frac{\sigma_\lambda}{\sigma_\lambda + k_\lambda}, \quad (3.8)$$

где σ_λ , k_λ , β_λ — объемные коэффициенты рассеяния, поглощения и ослабления соответственно.

3.2.4. Решение уравнения переноса излучения для сред без рассеяния

В зависимости от соотношения между длиной волны и размерами частиц (с учетом их коэффициента преломления) влияние рассеяния на перенос излучения может быть значительным или же пренебрежимо малым.

Для диапазона длин волн, охватывающего УФ, видимый и ближний ИК участки спектра, учет рассеяния необходим даже при отсутствии облачности. В ИК диапазоне рассеяние сказывается на переносе радиации, когда в атмосфере присутствуют облака, туман, крупные аэрозольные частицы. В СВЧ диапазоне существенное рассеяние излучения имеет место только в ситуациях с осадками.

Таким образом, в атмосфере довольно часто реализуются условия, когда при изучении переноса электромагнитного излучения ИК и СВЧ участков спектра можно принимать во внимание только процессы поглощения и излучения. С этой более простой для анализа ситуации ($\sigma_\lambda = 0$) и начнем рассмотрение решения уравнения (3.7) применительно к переносу собственного теплового излучения в СППА.

Введем плоскопараллельную модель атмосферы, для которой $ds = dz/\cos\theta$, где z — вертикальная координата, θ — зенитный

угол, и перепишем уравнения (3.7) для случая $\sigma_\lambda = 0$ в следующем виде:

$$\frac{\cos \theta}{\rho} \frac{\partial I_\lambda}{\partial z} = k_\lambda (B_\lambda - I_\lambda).$$

Будем различать поле уходящего излучения I_λ^\uparrow , для которого $0 \leq \theta < \pi/2$ (направления лучей \mathbf{r} образуют верхнюю полусферу направлений), и поле нисходящего излучения I_λ^\downarrow ($\pi/2 \leq \theta < \pi$, нижняя полусфера направлений). Используя функции I_λ^\uparrow и I_λ^\downarrow , перепишем последнее уравнение в виде двух, для каждого из которых угол θ будет положительным:

$$\begin{aligned} \frac{\cos \theta}{\rho} \frac{\partial I_\lambda^\uparrow}{\partial z} &= k_\lambda (I_\lambda - B_\lambda); \\ \frac{\cos \theta}{\rho} \frac{\partial I_\lambda^\downarrow}{\partial z} &= k_\lambda (B_\lambda - I_\lambda). \end{aligned} \quad (3.9)$$

Если входящие в (3.9) параметры и переменные задать в виде функции z , то можно получить уравнение переноса в интегральной форме. Действительно, уравнения (3.9) представляют собой линейные дифференциальные уравнения первого порядка вида

$$y' + A(x)y + B(x) = 0. \quad (3.10)$$

Решение (3.10) может быть записано в следующей форме:

$$y(x) = \exp \left[- \int_{x_0}^x A(u) du \right] \left\{ y_0 - \int_{x_0}^x B(v) \exp \left[\int_x^{x_0} A(u) du \right] dv \right\}, \quad (3.11)$$

где u и v — независимые переменные интегрирования, y_0 — константа, определяемая из граничных условий для функции $y(x)$ при $x = x_0$. Из сопоставления уравнений (3.9) и (3.10) получаем по аналогии с (3.11) для значений I_λ^\uparrow и I_λ^\downarrow на уровне z :

$$\begin{aligned} I_\lambda^\uparrow(z, \theta) &= \exp \left[- \int_z^\infty \frac{k_\lambda(u)}{\cos \theta} \rho(u) du \right] \left\{ C_1 + \int_z^\infty \frac{k_\lambda(v)}{\cos \theta} \rho(v) \times \right. \\ &\quad \left. \times B[\lambda, T(v)] \exp \left[- \int_0^v \frac{k_\lambda(u)}{\cos \theta} \rho(u) du \right] dv \right\}, \end{aligned} \quad (3.12)$$

$$\begin{aligned} I_\lambda^\downarrow(z, \theta) &= \exp \left[- \int_0^z \frac{k_\lambda(u)}{\cos \theta} \rho(u) du \right] \left\{ C_2 + \int_0^z \frac{k_\lambda(v)}{\cos \theta} \rho(v) \times \right. \\ &\quad \left. \times B[\lambda, T(v)] \exp \left[- \int_0^v \frac{k_\lambda(u)}{\cos \theta} \rho(u) du \right] dv \right\}. \end{aligned} \quad (3.13)$$

В качестве граничного условия для функции I_{λ}^{\uparrow} , позволяющего определить константу C_1 в уравнении (3.12), обычно используется соотношение

$$I_{\lambda}^{\uparrow}(z = \infty, \theta) = 0, \quad (3.14)$$

справедливое в том случае, если в направлении \mathbf{r} , определяемом углами θ и φ , отсутствуют внешние (по отношению к СППА) источники теплового излучения (Солнце, Луна, космическое излучение). В противном случае значение $I_{\lambda}^{\uparrow}(z = \infty, \theta)$ следует положить равным интенсивности внешнего космического излучения: $I_{\lambda}^{\uparrow}(z = \infty, \theta)$. Чтобы задать граничное условие для функции I_{λ}^{\uparrow} на уровне $z = 0$, необходимо, во-первых, учесть собственное тепловое излучение поверхности, имеющей температуру T_0 . Во-вторых, так как излучательная способность подстилающей поверхности $\varepsilon_{\lambda}(\theta)$ всегда отлична от единицы, то отличается от нуля и отраженный ею поток нисходящего теплового излучения на уровне $z = 0$. С учетом этих двух слагаемых (полагая для простоты, что выполняются условия зеркального отражения) имеем

$$I_{\lambda}^{\uparrow}(z = 0, \theta) = \varepsilon_{\lambda}(\theta) B(\lambda, T_0) + \gamma_{\lambda}(\theta) I_{\lambda}^{\uparrow}(z = 0, \theta), \quad (3.15)$$

где $\gamma_{\lambda}(\theta) = 1 - \varepsilon_{\lambda}(\theta)$ — коэффициент отражения поверхности.

Таким образом, использование граничных условий (3.14) и (3.15) позволяет определить константы C_1 и C_2 в формулах (3.12) и (3.13). Для компактной записи получившихся в этом случае выражений введем следующие монохроматические характеристики:

— *оптическую толщину* слоя атмосферы между уровнями z_1 и z_2 в направлении θ

$$\tau_{\lambda}(\theta, z_1, z_2) = \int_{z_1}^{z_2} \frac{k_{\lambda}(z)}{\cos \theta} \rho(z) dz = \tau_{\lambda}(z_1, z_2) \sec \theta, \quad (3.16)$$

где $\tau_{\lambda}(z_1, z_2)$ — оптическая толщина при $\theta = 0$;

— *функцию пропускания* слоя $z_1 - z_2$ в направлении θ

$$P_{\lambda}(\theta, z_1, z_2) = \exp[-\tau_{\lambda}(\theta, z_1, z_2)]. \quad (3.17)$$

Функция пропускания характеризует долю радиации, пропущенную под углом θ к вертикали слоем атмосферы между уровнями z_1 и z_2 . Эта доля может изменяться от нуля (полное поглощение, оптическая толщина $\tau_1 = \infty$) до единицы (полное пропускание, когда слой атмосферы прозрачен для электромагнитного излучения на данной длине волны и никак не влияет на прохождение радиации; понятно, что в этом случае $\tau_{\lambda} = 0$).

Выражения (3.16) и (3.17) записаны в предположении, что на длине волны λ поглощение осуществляется лишь одной газовой компонентой, высотное распределение плотности которой определяется функцией $\rho(z)$. В действительности земная атмосфера представляет собой многокомпонентную среду, в которой поглощение теплового излучения складывается из поглощения целого набора оптически активных на данной длине волны газов. В зависимости от рассматриваемого участка спектра такими газами являются: H_2O , O_3 , NO , CO_2 , N_2O , CH_4 , O_2 и др. С учетом одновременного поглощения N газовыми компонентами атмосферы формула (3.16) примет следующий вид:

$$\tau_\lambda(\theta, z_1, z_2) = \sum_{i=1}^N \tau_\lambda^{(i)}(\theta, z_1, z_2), \quad (3.18)$$

где

$$\tau_\lambda^{(i)}(\theta, z_1, z_2) = \int_{z_1}^{z_2} \frac{k_\lambda(z)}{\cos \theta} \rho^{(i)}(z) dz. \quad (3.19)$$

В соотношении (3.19) $\rho^i(z)$ и $k_\lambda^{(i)}(z)$ — высотные профили содержания и коэффициента поглощения i -й газовой составляющей. Если по аналогии с (3.17) ввести монохроматическую функцию пропускания для i -й газовой составляющей

$$P_\lambda^{(i)}(\theta, z_1, z_2) = \exp[-\tau_\lambda^{(i)}(\theta, z_1, z_2)], \quad (3.20)$$

то, как следует из формулы (3.17), для смеси N газов

$$P_\lambda(\theta, z_1, z_2) = \prod_{i=1}^N P_\lambda^{(i)}(\theta, z_1, z_2). \quad (3.21)$$

Окончательно, используя функцию пропускания, получаем для I_λ^\uparrow и I_λ^\downarrow :

$$I_\lambda^\downarrow(z, \theta) = - \int_z^\infty B[\lambda, T(v)] \frac{\partial P_\lambda(\theta, z, v)}{\partial v} dv, \quad (3.22)$$

$$I_\lambda^\uparrow(z, \theta) = \varepsilon_\lambda(\theta) B(\lambda, T_0) P_\lambda(\theta, 0, z) +$$

$$+ \int_0^z B[\lambda, T(v)] \frac{\partial P_\lambda(\theta, z, v)}{\partial v} dv + [1 - \varepsilon_\lambda(\theta)] I_\lambda^\downarrow(\theta, \theta) P_\lambda(\theta, 0, z). \quad (3.23)$$

Выражения (3.22) и (3.23) справедливы и в ИК, и в СВЧ участках спектра. Однако для СВЧ диапазона можно получить

более простые уравнения, опираясь на формулу Рэлея—Джинса и введенное ранее понятие радиояркостной температуры. Запишем выражения для радиояркостных температур нисходящего $T_{я\lambda}^{\downarrow}(\theta)$ для $z=0$ и восходящего $T_{я\lambda}^{\uparrow}(\theta)$ для $z=\infty$ излучений в предположении, что на верхнюю границу атмосферы падает поток космического излучения, характеризуемый яркостной температурой $T_{я\lambda}^K$. В результате получим:

$$T_{я\lambda}^{\downarrow}(\theta) = -\int_0^{\infty} T(v) k_{\lambda}(v) \exp\left[-\int_0^v k_{\lambda}(v') \sec\theta dv'\right] \sec\theta dv + T_{я\lambda}^K e^{-\tau_{\lambda} \sec\theta}, \quad (3.24)$$

$$T_{я\lambda}^{\uparrow}(\theta) = \varepsilon_{\lambda}(\theta) T_0 e^{-\tau_{\lambda} \sec\theta} + \int_0^{\infty} T(v) k_{\lambda}(v) \exp\left[-\int_v^{\infty} k_{\lambda}(v') \sec\theta dv'\right] \times \sec\theta dv + [1 - \varepsilon_{\lambda}(\theta)] T_{я\lambda}^{\downarrow}(\theta) e^{-\tau_{\lambda} \sec\theta}. \quad (3.25)$$

Здесь τ_{λ} — оптическая толщина (интегральное поглощение) всей толщи атмосферы в зените, T_0 — температура подстилающей поверхности, v и v' — переменные интегрирования.

Из соотношений (3.23) и (3.25) видно, что уходящее тепловое излучение, регистрируемое на МСЗ, описывается тремя членами. Физический смысл каждого из них: первый член представляет собой излучение поверхности, ослабленное атмосферой, второй — восходящее излучение атмосферы, третий — нисходящее излучение атмосферы, отраженное поверхностью и ослабленное атмосферой.

Наряду с выражениями (3.22)—(3.25) при рассмотрении задач дистанционного зондирования используется и другая форма записи, получаемая при их интегрировании по частям. Так, вместо выражения (3.23) при $\varepsilon_{\lambda}(\theta)=1$ после реализации такой процедуры получим

$$I_{\lambda}^{\uparrow}(z, \theta) = B[\lambda, T(z)] - \int_0^z P_{\lambda}(\theta, z, v) \frac{\partial B[\lambda, T(v)]}{\partial v} dv. \quad (3.26)$$

Формулы (3.22)—(3.26) представляют собой интегральную форму уравнения переноса собственного нисходящего и уходящего теплового излучения СППА, когда можно пренебречь процессом рассеяния.

3.2.5. Интегральная форма уравнения переноса для сред с рассеянием

Для краткого рассмотрения этого случая перепишем уравнение переноса монохроматического излучения в рассеивающем и поглощающем горизонтально-однородном слое в следующей форме:

$$\mu \frac{\partial I_\lambda(\tau_\lambda, \mathbf{r})}{\partial \tau_\lambda} + I_\lambda(\tau_\lambda, \mathbf{r}) = \frac{\omega_\lambda}{4\pi} \int_0^{2\pi} \int_{-1}^1 I_\lambda(\tau_\lambda, \mathbf{r}') f(\tau_\lambda, \mathbf{r}, \mathbf{r}') d\mu' d\psi', \quad (3.27)$$

$$0 \leq \tau_\lambda \leq \tau_{\lambda 0}, \quad -1 \leq \mu \leq +1, \quad 0 \leq \psi \leq 2\pi.$$

Здесь $I_\lambda(\tau_\lambda, \mathbf{r})$ — интенсивность рассеянного излучения в направлении \mathbf{r} на высоте, где оптическая толщина равна τ_λ ; параметр $\mu = \cos \theta$; параметры θ — зенитный угол и ψ — азимут определяют направление \mathbf{r} .

Интегрирование в (3.27) распространяется на все возможные направления падающего излучения \mathbf{r}' .

Оптическая толщина τ_λ слоя атмосферы от 0 до h выражается через введенные выше коэффициенты поглощения $k_\lambda(h)$ и рассеяния $\sigma_\lambda(h)$:

$$\tau_\lambda(h) = \int_0^h [k_\lambda(h') + \sigma_\lambda(h')] dh'. \quad (3.28)$$

Если на верхнюю границу слоя падает параллельный пучок излучения $I_{\lambda 0}$ и нижняя граница имеет коэффициент отражения $R_\lambda(\mathbf{r}, \mathbf{r}')$, то граничные условия уравнения (3.27) имеют вид:

$$I_\lambda(\tau_{\lambda 0}, \mathbf{r}) = I_{\lambda 0} \delta(\mathbf{r} - \mathbf{r}_0) \text{ при } -1 \leq \mu \leq 0, \quad 0 \leq \psi \leq 2\pi, \quad (3.29)$$

$$I_\lambda(0, \mathbf{r}) = \int_0^{2\pi} \int_{-1}^0 I_\lambda(0, \mathbf{r}') R_\lambda(\mathbf{r}, \mathbf{r}') d\psi' d\mu' \text{ при } 0 \leq \mu \leq 1, \quad 0 \leq \psi \leq 2\pi. \quad (3.30)$$

Здесь \mathbf{r}_0 — направление распространения падающих лучей: $\mu_0 = \cos \theta_0$; θ_0 — зенитный угол направления \mathbf{r}_0 .

Основные энергетические величины — *полусферические потоки уходящего излучения* $F_\lambda^\uparrow(\tau_\lambda)$ и *противоизлучения* $F_\lambda^\downarrow(\tau_\lambda)$ — вычисляются по формулам:

$$F_\lambda^\uparrow(\tau_\lambda) = \int_0^{2\pi} \int_0^1 I_\lambda(\tau_\lambda, \mu, \psi) d\mu d\psi, \quad (3.31)$$

$$F_\lambda^\downarrow(\tau_\lambda) = \int_0^{2\pi} \int_{-1}^0 I_\lambda(\tau_\lambda, \mu, \psi) d\mu d\psi. \quad (3.32)$$

Альbedo слоя («плоское» альbedo) и пропускания равны:

$$A_{\lambda}(\mu_0) = \frac{F_{\lambda}^{\uparrow}(\tau_0)}{I_{\lambda_0} \mu_0}; \quad T_{\lambda}(\mu_0) = \frac{F_{\lambda}^{\downarrow}(0)}{I_{\lambda_0}(\mu_0)}. \quad (3.33)$$

«Сферическое» альbedo находится по соотношению

$$A_{\lambda \text{ сф}} = 2 \int_0^1 A_{\lambda}(\mu_0) \mu_0 d\mu_0. \quad (3.34)$$

3.2.6. Расчетные спектры нисходящего и уходящего теплового излучения

На основе полученных выше интегральных форм уравнения переноса, если известно высотное распределение метеорологических величин атмосферы (таких как высотные профили температуры, влажности и т. д.) и характеристик взаимодействия излучения с веществом (профили коэффициентов поглощения, рассеяния и т. д.), может быть вычислено спектральное распределение значений нисходящего и уходящего излучения СППА на различных высотах. Проанализируем некоторые общие закономерности, наблюдающиеся в указанных спектрах, рассматривая их прежде всего как источник информации о метеорологических величинах СППА. Поэтому сразу же подчеркнем следующий принципиальный момент, который вытекает из анализа уравнений (3.23) и (3.25). При определении характеристик атмосферы по данным дистанционных измерений полезная информация заключена во втором и третьем слагаемых уравнений (3.23) и (3.25), а мешающим фактором является излучение подстилающей поверхности (первое слагаемое). Если же дистанционное зондирование производится с целью оценки параметров подстилающей поверхности, то полезная информация содержится непосредственно только в первом слагаемом. Остальные составляющие описывают помеху, которую нужно отфильтровать. А поскольку соотношение между суммой всех трех слагаемых уравнений (3.23) и (3.25) зависит прежде всего от оптических характеристик атмосферы, то независимо от характера обратных задач (оценка параметров атмосферы или подстилающей поверхности) для их решения необходимо знать спектры ослабления атмосферных газов, облаков, осадков, аэрозоля и коэффициенты отражения (коэффициенты спектральной яркости) различных типов подстилающей поверхности при вариациях гидрометеорологических условий.

Общее представление о спектрах нисходящего и уходящего ИК излучения ($\lambda = 3 \dots 20$ мкм) при наблюдениях с земной поверхности и из космоса дают рис. 3.4 и 3.5.

Согласно расчетам К. Я. Кондратьева и Н. И. Москаленко, в ИК диапазоне спектральная интенсивность противоизлучения

атмосферы (кривая 1 на рис. 3.4) в полосах поглощения атмосферных газов 4,2—4,4 мкм (H_2O), 5,3—7,5 мкм (H_2O), 14—20 мкм (CO_2 и H_2O) совпадает со спектральной яркостью АЧТ при температуре, близкой к температуре подстилающей поверхности T_0 (кривая 2 на рис. 3.4). Это объясняется тем, что в участках сильного поглощения противозлучение атмосферы формируется в основном в нижних слоях атмосферы, температура которых близка к T_0 . В окнах прозрачности атмосферы 3,1—4,1; 4,6—4,9; 8—13,5 мкм значения I_{λ}^{\uparrow} значительно ниже яркости АЧТ при T_0 .

Противоположная картина имеет место для уходящего в космос теплового излучения $I_{\Delta\nu}^{\uparrow}$ (кривая 1 на рис. 3.5). Минимальные

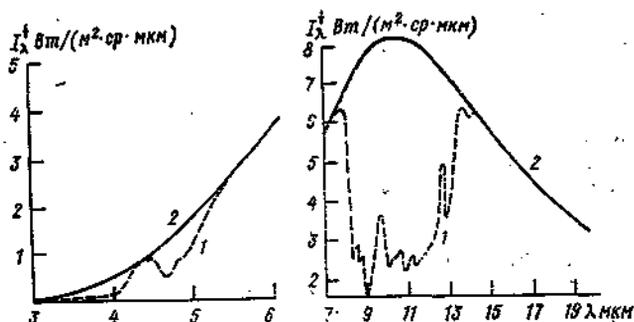


Рис. 3.4. Спектральная интенсивность нисходящего излучения атмосферы (1) и спектральная яркость АЧТ при температуре поверхности Земли (2).

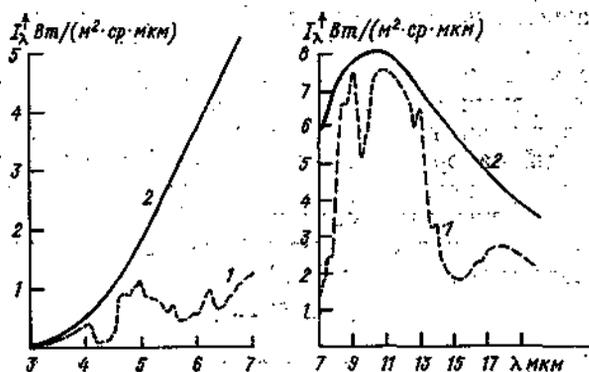


Рис. 3.5. Спектральная интенсивность уходящего теплового излучения (1) и спектральная яркость АЧТ при температуре поверхности Земли (2).

отличия от яркости АЧТ отмечаются в окнах прозрачности. Эти отличия зависят от содержания и распределения по высоте поглощающих компонентов и температуры атмосферы.

3.3. ОСЛАБЛЕНИЕ СОБСТВЕННОГО ТЕПЛОВОГО ИЗЛУЧЕНИЯ В АТМОСФЕРЕ

Макроскопический подход к описанию эффектов взаимодействия излучения с веществом и введение коэффициентов поглощения, излучения и рассеяния позволили количественно описать трансформацию электромагнитного излучения по мере его распространения в атмосфере. Для анализа этих процессов рассмотрим внутреннюю энергию E изолированной молекулы. Согласно квантовой теории, рассматриваемая система (молекула) характеризуется совокупностью энергетических состояний, в которых она может находиться. Для каждого из возможных состояний общая энергия молекул складывается из нескольких частей и схематически может быть записана в следующем виде:

$$E = E_{\text{пос}} + E_{\text{эл}} + E_{\text{кол}} + E_{\text{вр}} + E_{\text{эл.-кол}} + E_{\text{эл.-вр}} + E_{\text{кол.-вр}}. \quad (3.35)$$

Здесь $E_{\text{пос}}$ — энергия поступательного движения молекулы, которая зависит от скорости движения и может принимать любые (имеется в виду не дискретные) значения. Энергия электронов, колебательная и вращательная энергии обозначены соответственно как $E_{\text{эл}}$, $E_{\text{кол}}$ и $E_{\text{вр}}$. Три последних слагаемых в уравнении (3.35) обязаны учету взаимодействий различных видов движения молекулы: энергии электронов и колебательной энергии ($E_{\text{эл.-кол}}$), энергия электронов и вращательной ($E_{\text{эл.-вр}}$), энергия колебательного и вращательного движения ($E_{\text{кол.-вр}}$). За исключением $E_{\text{пос}}$, все остальные значения в формуле (3.35) могут принимать только дискретные значения, а их изменения могут происходить только скачком, сопровождающимся поглощением или испусканием кванта электромагнитной энергии определенной частоты.

Дискретный набор возможных значений энергии молекулы E_i дает решение уравнения Шредингера для рассматриваемой квантомеханической системы (молекулы). Так называемые правила отбора определяют разрешенные значения, на которые могут изменяться слагаемые в формуле (3.35):

$$\Delta E_{ij} = E_i - E_j, \quad (3.36)$$

где E_i и E_j — начальное и конечное значения энергии молекулы. В соответствии с известным соотношением Планка

$$\Delta E_{ij} = h\nu_{ij}, \quad (3.37)$$

этим разрешенным значениям ΔE_{ij} будут соответствовать строго определенные значения частот ν_{ij} , определяющих положение спектральных линий данной изолированной молекулы. Отложив по горизонтальной оси частоту излучения, а по вертикальной интенсивность, с которой молекула поглощает электромагнитную энергию, получим спектр поглощения данной молекулы, где каждому разрешенному значению ν_{ij} будет соответствовать линия поглощения.

Рассмотрим теперь следующую особенность формирования разрешенных значений ν_{ij} . Электронная, колебательная и вращательная энергии молекулы при излучении или поглощении изменяются, вообще говоря, одновременно. По этой причине в зависимости от рассматриваемого диапазона длин волн проявляются либо электронно-колебательно-вращательные, либо колебательно-вращательные, либо чисто вращательные спектры молекулы. Для краткости эти спектры обычно называют *электронными, колебательными и вращательными* соответственно.

Электронная, колебательная и вращательная энергии молекулы имеют различные порядки. В относительных единицах $E_{эл} \approx 10^4$, $E_{кол} = 10^3 \dots 10^2$, $E_{вр} = 10^1 \dots 10^0$. Аналогичные значения имеют и соответствующие разрешенные значения изменений этих видов энергии: $\Delta E_{эл}$, $\Delta E_{кол}$ и $\Delta E_{вр}$. По этой причине, как следует из формулы (3.37), электронные спектры занимают УФ и видимую области спектра, колебательные — близкую ИК, вращательные — ИК и микроволновую (СВЧ) области длин волн.

Колебательные и вращательные спектры представляют собой набор полос поглощения, которые формируются следующим образом. При изменении электронной энергии молекулы одновременно меняются колебательная и вращательная энергии молекулы, соответственно на $\Delta E_{кол}$ и $\Delta E_{вр}$. Причем число различных значений $\Delta E_{кол}$ и $\Delta E_{вр}$ может быть очень большим. Поэтому очень большим может быть и число различных значений общего изменения энергии молекулы, которым, как следует из формулы (3.37), будет соответствовать большее число частот поглощения ν_{ij} . Вся эта совокупность частот поглощения и образует электронную полосу поглощения. Аналогичным образом формируются и колебательные полосы поглощения за счет одновременного изменения колебательной и вращательной энергий молекулы. Понятно, что такой сложный характер изменения общей энергии молекулы обуславливает и весьма сложную структуру молекулярных спектров.

До сих пор нами рассматривалась изолированная молекула, которой соответствовал дискретный спектр поглощения, состоящий из отдельных монохроматических линий. В действительности же, если учесть взаимодействие различных молекул между собой, конечное время перехода молекулы из состояния с одним значением энергии в другое, действие эффекта Доплера и ряд других эффектов, то реальные линии имеют вполне конечную спектральную

протяженность, определяемую контуром линии. Форма контура зависит от тех условий в атмосфере, в которых происходит поглощение или излучение электромагнитной энергии молекулами.

После столь краткого рассмотрения общих физических причин формирования спектров поглощения атмосферными газами перейдем к анализу спектров ослабления в различных спектральных диапазонах. Здесь наряду с эффектами поглощения и излучения электромагнитной энергии молекулярными составляющими атмосферы необходимо учитывать и другие механизмы трансформации излучения, которые также кратко будут затронуты.

Ослабление излучения в ИК диапазоне определяется селективным поглощением водяным паром, углекислым газом, озоном, кислородом, окислами азота и некоторыми другими малыми газовыми компонентами атмосферы, так называемым континуальным поглощением водяным паром, а также поглощением и рассеянием аэрозолям, облачностью и осадками.

При рассмотрении молекулярного поглощения следует помнить, что с электромагнитным полем взаимодействуют только те молекулы, которые обладают постоянным или индуцированным дипольным (или более высокого порядка) моментом. Поэтому поглощающими газами в земной атмосфере будут полярные молекулы H_2O , O_3 , CO_2 и N_2O . Главные составляющие атмосферы, такие как N_2 , O_2 , не имеют постоянного электрического дипольного момента. Однако молекулы и этих газов поглощают и излучают небольшие количества энергии в ИК диапазоне благодаря индуцированным дипольным моментам, возникающим при межмолекулярных столкновениях. Такие эффекты, конечно, малы по сравнению со взаимодействием полярных молекул с излучением.

Теоретические расчеты и экспериментальные исследования показали, что в значительной части ИК диапазона спектр поглощения (излучения) атмосферы определяется интенсивными полосами и линиями H_2O , сильными колебательными полосами CO_2 (в области примерно 4,3 и 15 мкм) и O_3 (9,6 мкм), а также многочисленными сильными линиями O_3 и O_2 . В спектре атмосферы зарегистрировано также большое количество линий других малых газовых составляющих атмосферы, таких как HNO_3 , N_2O , NO_2 , HCl и других, учет которых важен при рассмотрении переноса излучения в окнах прозрачности атмосферы.

Поглощение кислородом обусловлено очень малым магнитным дипольным моментом (примерно в 10^5 раз более слабым, чем электрический дипольный момент). Возможность регистрации столь слабых переходов объясняется относительно большим отношением смеси O_2 в атмосфере по сравнению с H_2O и O_3 (примерно 0,2 для O_2 и 10^{-6} — 10^{-5} для H_2O и O_3).

Спектры ослабления в аэрозоле, облаках и тумане в ИК диапазоне с увеличением длины волны претерпевают значительные изменения. В области коротких длин волн этого диапазона, в част-

ности в окнах прозрачности атмосферы, размеры аэрозольных частиц и облачных капель соизмеримы с длиной волны, поэтому ослабление излучения обусловлено здесь поглощением и рассеянием. По мере увеличения длины волны вклад рассеяния снижается, так что при расчетах переноса излучения в атмосфере в ряде случаев можно учитывать только поглощение.

Для электромагнитного излучения на длинах волн менее 3,4 мкм в дневное время интенсивность уходящего излучения существенно зависит от отраженного Землей и рассеянного атмосферой излучения Солнца. На более длинных волнах, которые будут рассмотрены ниже, уходящее излучение обусловлено преимущественно собственным тепловым излучением Земли, доля отраженной солнечной радиации резко уменьшается по мере увеличения длины волны и на $\lambda \geq 10$ мкм ею в большинстве случаев можно пренебречь.

Водяной пар. Водяной пар оказывает наибольшее влияние на перенос ИК радиации в атмосфере по сравнению с другими газами, что, как уже отмечалось, объясняется большим значением дипольного момента молекулы H_2O , имеющей к тому же богатый спектр. Знание характеристик поглощения молекулами H_2O важно при решении различных задач дистанционного зондирования Земли, таких как оценка температуры подстилающей поверхности, определение общего содержания и вертикального профиля водяного пара, восстановление вертикального профиля температуры и др.

Основные полосы поглощения водяного пара расположены в областях спектра 2,7; 6,3; 17—1000 мкм. Расчеты спектров поглощения водяным паром сложны, так как требуют учета большого количества резонансных переходов, точного знания их частоты, интенсивности и полуширины, характеристик взаимодействия колебательных и вращательных движений молекулы и других параметров.

На длинах волн, превышающих 18 мкм, с увеличением длины волны поглощение радиации парами воды сильно возрастает. Так, при общем содержании водяного пара в толще атмосферы около 1 г/см^2 излучение подстилающей поверхности практически полностью поглощается атмосферой даже при зондировании в надир. В этом случае интенсивность регистрируемой на спутнике радиации будет определяться уходящим излучением атмосферы (вторым слагаемым в (3.23)). Такая же картина будет наблюдаться в центре сильных полос поглощения H_2O при $\lambda = 2,7$ и 6,3 мкм.

Поглощение водяным паром меняется в широких пределах, что обусловлено значительными вариациями его в земной атмосфере. Коэффициент поглощения зависит также от температуры и давления, причем характер этих зависимостей различен по спектру.

В СВЧ диапазоне поглощение в водяном паре определяется действием двух резонансных переходов, центрированных на $\nu = 22,235$ и $183,3$ ГГц и суммарным вкладом низкочастотных крыльев многочисленных переходов с резонансными частотами $\nu > 300$ ГГц.

Углекислый газ. Спектры линейной трехатомной молекулы CO_2 изучены достаточно подробно. В ИК диапазоне проявляются две наиболее сильные коротковолновые полосы поглощения с центрами в области $4,3$ и 15 мкм, обусловленные основными колебаниями молекулы. Спектр поглощения и функция пропускания CO_2 заметно зависят от температуры среды.

Полоса поглощения CO_2 при $\lambda = 15$ мкм состоит из ряда колебательно-вращательных полос. Заметный вклад в поглощение вносят также слабые полосы, обусловленные переходами между возбужденными уровнями, а также полосы изотопов.

Общая интенсивность всех колебательно-вращательных полос, расположенных в области $\lambda \approx 4,3$ мкм, превышает общую интенсивность полос при $\lambda \approx 15$ мкм.

Более слабые полосы CO_2 находятся при длинах волн, равных $10,4; 9,4; 7,6; 5,2; 4,8; 3,3; 3,15; 3,0; 2,7; 1,6$ и $1,4$ мкм.

Обе сильные полосы поглощения углекислого газа ($4,3$ и 15 мкм) существенно влияют на формирование поля теплового излучения атмосферы (см. рис. 3.4 и 3.5) и используются при термическом зондировании атмосферы из космоса.

Молекулярный кислород. Поглощение в молекулярном кислороде в СВЧ диапазоне обусловлено резонансными и нерезонансными эффектами и сильно зависит от частоты.

Резонансная часть поглощения возникает не из-за переходов между различными вращательными уровнями, а из-за переходов между составляющими тонкой структуры данного вращательного уровня и состоит из большого числа близкорасположенных линий, сгруппированных около $\lambda = 5$ мм, и одиночной линии на $\lambda = 2,53$ мм. Линии в окрестности $\lambda = 5$ мм при условиях, которые наблюдаются вблизи поверхности Земли, расширены за счет соударений до такой степени, что перекрываются и образуют кажущуюся одиночную линию.

Малые газовые составляющие атмосферы. Малые газовые составляющие атмосферы играют важную роль в процессах, происходящих на различных уровнях в атмосфере, причем многие примесные газы имеют линии поглощения, расположенные в окне прозрачности $8-13$ мкм (табл. 3.1).

В СВЧ диапазоне расположено большое количество линий поглощения примесных газов: озона O_3 , окиси углерода CO , закиси азота N_2O , окиси азота NO , аммиака NH_3 и др. Интенсивность линий поглощения примесных газов заметно ниже, чем у молекулярного кислорода и водяного пара, однако возросшие техни-

Таблица 3.1

Частоты полос поглощения примесных газов атмосферы в диапазоне 700—1400 см^{-1}

Газ	Область спектра, см^{-1}	Газ	Область спектра, см^{-1}
O_3	1000—1100	CFCl_3	847
N_2O	1190; 1290	CFCl_4	920—930
NO_2	1621	CH_3Cl	732; 1356
HNO_3	890	ClO	860
N_2O_5	1000	ClONO_2	780; 1490
H_2O	900—1200	CH_3Br	954; 1443
HO_2	1101; 1390	BrO	853; 1483
H_2O_2	880; 1266; 1380	NH_3	930; 970
CCl_4	768; 789	CH_4	1306

ческие характеристики СВЧ радиометров дают возможность проводить дистанционные измерения и слабых линий.

СВЧ спектр поглощения озона, как и в случае водяного пара, обусловлен электрическими дипольными переходами между вращательными состояниями молекул. Однако в отличие от H_2O молекула O_3 имеет много переходов, попадающих в СВЧ диапазон.

Так как максимум концентрации озона расположен на высотах 15—35 км (рис. 3.6), то полуширина профиля интегрального поглощения $\tau_0(\nu)$ составляет несколько десятков мегагерц. Расстояние между соседними линиями озона, как правило,

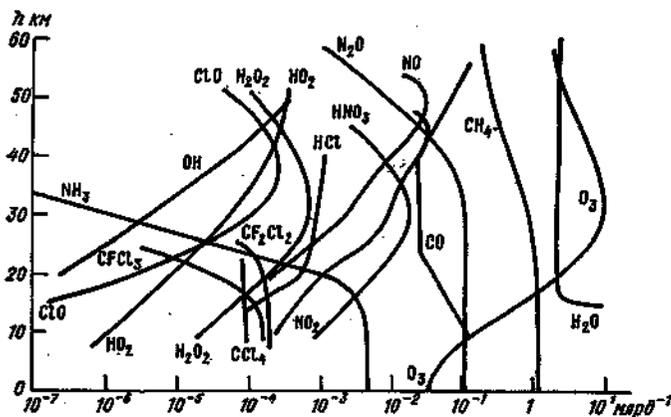


Рис. 3.6. Вертикальные профили объемного отношения смеси некоторых малых газовых составляющих атмосферы.

превышает эту величину, что дает возможность рассматривать поглощение в озоне вблизи данного конкретного перехода без учета влияния других переходов.

Из примесных газов, указанных на рис. 3.6 и в табл. 3.1, резонансные переходы в СВЧ диапазоне имеют N_2O , NO , NO_2 , NH_3 , HNO_3 , OH , ClO , а также SO_2 , H_2S , CH_2O и др.

Молекула аммиака NH_3 имеет около 250 линий между 2 и 40 ГГц, причем 10 наиболее сильных попадают в диапазон 21—28 ГГц.

Примерно 350 резонансных переходов в диапазоне 0,8—299 ГГц в спектре молекулы двуокиси серы. Еще более богатым спектром обладает молекула HNO_3 — около 600 линий в диапазоне 0,4—287 ГГц. У молекулы ClO также зарегистрировано значительное количество резонансных переходов в СВЧ диапазоне.

Из-за очень низкой концентрации малых газовых составляющих в тропосфере обнаружение их методами СВЧ радиометрии представляет исключительно сложную задачу. Однако в стратосфере и мезосфере, где линии становятся узкими, а концентрация некоторых газов возрастает, более сильные линии примесных газов влияют на перенос излучения. Измерение формы линии излучения или поглощения дает возможность оценить вертикальное распределение газа на больших высотах, что уже было продемонстрировано применительно к O_3 , CO , а также O_2 и H_2O .

Профили малых газовых составляющих атмосферы представлены на рис. 3.6. Они получены путем обобщения экспериментальных и теоретических работ различных авторов.

Ослабление аэрозолям. Атмосферный аэрозоль представляет собой совокупность грубодисперсной ($r_a \geq 0,5$ мкм) и субмикронной ($r_a < 0,5$ мкм) фракций. В работах последних лет показано, что аэрозольное ослабление в окнах прозрачности атмосферы, как правило, связано с поглощением субмикронной фракцией аэрозоля. Частицы с $r_a \geq 0,5$ мкм вносят заметный вклад в поглощение лишь при высокой их концентрации.

Пробы аэрозоля, собранные в различных географических районах, отличаются друг от друга по концентрации, спектру размеров и химическому составу частиц. Эти отличия, естественно, находят отражение и в спектрах ослабления. В большинстве случаев, когда суммарное ослабление аэрозолям определяется субмикронной фракцией, из-за малости нормализованного размера $a_\lambda = 2\pi r_a / \lambda$ можно не учитывать рассеяние и спектры аэрозольного ослабления рассматривать как спектры аэрозольного поглощения $k_a(\lambda)$.

При $a_\lambda \leq 0,8$ коэффициент поглощения может быть найден по формуле, полученной Д. Ханелом:

$$k_a(\lambda) = \frac{12\pi}{\lambda \rho} \frac{\chi(\lambda)}{n^2(\lambda) + 2} M, \quad (3.38)$$

где ρ — плотность, n и χ — действительная и мнимая части комплексного коэффициента преломления, M — массовая концентрация частиц аэрозоля.

Если известны характеристики аэрозоля на различных уровнях над земной поверхностью, то, воспользовавшись формулой (3.38), можно найти вертикальный профиль $k_a(h)$, а следовательно, и оптическую толщину аэрозоля.

Оценки показывают, что в КВ окне прозрачности относительный вклад аэрозольного поглощения в непрерывное поглощение существен даже при высокой влажности, ДВ окно прозрачности с точки зрения соотношения вкладов водяного пара и аэрозоля в общее ослабление делится (согласно расчетам Ю. С. Любовцевой) на два спектральных интервала. В области 10—13 мкм поглощение в водяном паре практически всегда превышает или сопоставимо с аэрозольным; в области 8—10 мкм из-за мощной сульфатной полосы 9,2 мкм аэрозольное поглощение может существенно превышать k_{H_2O} , особенно в зимних условиях.

Ослабление излучения в окнах относительной прозрачности атмосферы. В ИК диапазоне расположены два окна относительной прозрачности атмосферы, измерения в которых широко используются для метеорологического зондирования подстилающей поверхности из космоса и оценки температуры верхней границы облачного покрова. Коротковолновое (КВ) окно относительной прозрачности занимает участок спектра 3,5—4,1 мкм, а длинноволновое (ДВ) — 8—13 мкм. Ослабление излучения в окнах прозрачности атмосферы обусловлено молекулярным поглощением и ослаблением в аэрозолях, облаках и осадках.

Границы КВ окна определяются слабыми линиями полос поглощения H_2O ($\lambda = 2,7$ и $6,3$ мкм) и CO_2 ($3,3$ и $4,3$ мкм). Внутри окна зарегистрировано селективное поглощение в полосах N_2O , H_2O , $^{12}C^{16}O_2$, HDO , $^{13}C^{16}O_2$, CH_4 , из которых наиболее заметны полосы HDO , CH_4 и N_2O .

Границы ДВ окна определяются полосами поглощения H_2O ($6,3$ мкм) и CO_2 (15 мкм). Внутри окна зафиксировано селективное поглощение в полосах и линиях различных примесных газов атмосферы (см. табл. 3.1).

Непрерывное поглощение, называемое также континуальным, имеет место в углекислом газе, азоте, водяном паре и аэрозоле. Основным компонентом молекулярного континуального поглощения является поглощение водяным паром. Поглощение водяным паром в КВ окне в 5—10 раз меньше, чем в ДВ. Поэтому в КВ окне необходим учет непрерывного поглощения CO_2 и N_2 .

Континуальное поглощение CO_2 обусловлено коротковолновым крылом полосы при $\lambda = 4,3$ мкм. Причина поглощения в азоте (молекула которого не имеет постоянного дипольного момента) — индуцированная полоса поглощения с центром около 4,3 мкм,

возникающая в результате взаимодействия N_2 с молекулами окружающего воздуха. Влияние индуцированной полосы N_2 сказывается в длинноволновой части окна.

Континуум водяного пара, скорее всего, определяется двумя механизмами: поглощением излучения в далеких крыльях полос поглощения H_2O , формирующихся вследствие соударений молекул H_2O с молекулами воздуха (линейная по влажности составляющая) и поглощением излучения димерами водяного пара (нелинейная составляющая). Основной вклад в поглощение дает второй механизм.

Ослабление излучения в облаках и осадках. Ослабление и рассеяние излучения отдельными частицами и полидисперсными распределениями частиц сильно зависят от их оптических констант и от соотношения между размерами частиц и длиной волны излучения. Облачные и дождевые капли имеют типичные диаметры от единицы до нескольких сотен микрометров. При таких размерах частиц наиболее сильное рассеяние отмечается для электромагнитных волн, попадающих в ИК участок спектра.

Электромагнитные свойства жидкой воды сильно меняются по спектру. Если в видимой области вода — почти прозрачный диэлектрик, то в дальнем ИК диапазоне ее оптические характеристики подобны металлу.

В ИК диапазоне полосы поглощения жидкой воды центрированы на длины волны 2,94; 4,95; 6,1; 17 и 62 мкм. В окрестности полос поглощения значения показателя поглощения χ могут меняться на несколько порядков; вариации показателя преломления n выражены в меньшей степени.

В СВЧ диапазоне при рассмотрении ослабления электромагнитных волн облаками в большинстве случаев справедливо приближение для малых частиц: $r \ll \lambda$. Если для всех капель облака на длине волны λ выполнено неравенство $a_\lambda \leq 0,2$, то рассеяние излучения из-за малости можно не учитывать, поглощение не зависит от вариаций распределения частиц по размерам, а определяется их суммарным объемом V (водностью ω):

$$\beta_\lambda = k_\lambda = -\frac{6\pi V}{\lambda} z = -\frac{6\pi\omega}{\lambda\rho} z, \quad (3.39)$$

где ρ — плотность частиц; z — мнимая часть числа $[(1 - m^2)/(m^2 + 2)]$; m — комплексный коэффициент преломления частицы.

В СВЧ диапазоне вместо комплексного коэффициента преломления m чаще используются относительная комплексная диэлектрическая проницаемостью вещества $\epsilon = \epsilon' - i\epsilon'' = m^2$. Тогда для коэффициента поглощения имеем

$$k_\lambda = 0,06\pi\nu \frac{\epsilon''}{(\epsilon' + 2)^2 + (\epsilon'')^2} \omega, \quad (3.40)$$

где ω — водность облака в г/м³; ν — частота в гигагерцах.

Условие $a_\lambda \leq 0,2$ начинает нарушаться в коротковолновой части миллиметрового диапазона. Однако в большей части СВЧ диапазона даже для крупнокапельной фракции облаков вклад рассеяния в ослабления пренебрежимо мал и спектр поглощения в облаке полностью определяется диэлектрическими характеристиками воды, а в случае кристаллических облаков — диэлектрическими характеристиками льда.

Размеры дождевых капель заметно больше облачных. Поэтому при расчетах ослабления учет эффектов рассеяния необходим не только в миллиметровом диапазоне волн, но и в сантиметровом, а при интенсивных осадках — даже и на $\lambda \geq 10$ см.

Расчеты ослабления радиоволн в дождях сложны, так как требуют учета распределения капель по размерам, формы дождевых капель, пространственно-временной структуры дождя, т. е. таких характеристик, которые, как правило, неизвестны при обработке экспериментальных данных.

В реальных условиях функция распределения капель по размерам $N(r)$ зависит от интенсивности, типа и происхождения дождя. Так, например, в обложных осадках спектр капель преимущественно степенной (75 % всех исследованных случаев), в то время как в ливневых осадках он в большинстве случаев (55 %) экспоненциальный.

Получившая широкое распространение экспоненциальная аппроксимация Маршалла—Пальмера

$$N(r) = N_0 e^{-br}, \quad (3.41)$$

где $N_0 = 8 \cdot 10^{-2}$ см⁻⁴; $b = 82I^{-0,21}$ см⁻¹ (I — интенсивность дождя), хорошо описывает, по всей видимости, только крупнокапельную область спектра ($r > 0,05$ см). Распределение (3.41) может быть использовано при расчетах ослабления радиоволн на $\lambda > 7$ мм, где основной вклад в ослабление вносят крупные капли.

В миллиметровом диапазоне, где существенно возрастает ослабление в мелких каплях, необходимо переходить к другим зависимостям, более корректно аппроксимирующим мелкокапельную фракцию $N(r)$.

Глава 4. МЕТОДИКА И НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ДИСТАНЦИОННОГО ИЗМЕРЕНИЯ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ВЕЛИЧИН

4.1. МАТЕМАТИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ РЕШЕНИЯ ОБРАТНЫХ ЗАДАЧ

Интегральная форма уравнения переноса собственного теплового излучения СППА позволяет произвести решение так называемой прямой задачи атмосферной оптики — по известным значениям метеорологических величин и характеристикам взаимодействия

излучения с веществом вычислить значения I_v^\uparrow и I_v^\downarrow . Эти же уравнения являются физической основой и для дистанционного измерения с МСЗ различных метеорологических величин. Для выполнения собственно дистанционного зондирования необходимо не только произвести радиационные измерения на МСЗ, но и выполнить переход от этих радиационных измерений к интересующим нас метеорологическим величинам. Такая процедура перехода, требующая «обращения» спектротрических спутниковых измерений, представляет собой *обратную задачу* атмосферной оптики. Сложный характер связи радиационных и метеорологических величин, а также ряд специфических особенностей исходных уравнений делает решение обратных задач атмосферной оптики не тривиальной математической проблемой. По этой причине в данном параграфе для уяснения существующих схем интерпретации спутниковых радиационных измерений в общем виде будут рассмотрены математические аспекты решения обратных задач. Особенности же получения решения для конкретных метеорологических величин (с учетом специфических особенностей, присущих каждой такой задаче) здесь опускаются.

С математической точки зрения решение большинства задач атмосферной оптики (при пассивном дистанционном зондировании) сводится в формальной постановке к решению интегрального уравнения Фредгольма первого рода

$$f(x) = \int_a^b G(x, y) \varphi(y) dy \quad (c \leq x \leq d). \quad (4.1)$$

При решении обратной задачи в этом уравнении предполагаются известными функция двух переменных $G(x, y)$, являющаяся ядром интегрального уравнения, и функция $f(x)$. Решение уравнения (4.1) сводится к определению функции $\varphi(y)$. Как будет показано ниже, функция $f(x)$ связана с радиационными измерениями (x — длина волны или связанная с ней переменная), а функция $\varphi(y)$ — искомый профиль метеорологической величины, причем переменная y является вертикальной координатой (высота, давление и т. п.).

Уравнение (4.1) относится к числу обратных задач математической физики, причем к классу неустойчивых, некорректно поставленных задач. Такого рода задачи возникают не только при проведении дистанционного зондирования атмосферы, хорошо известна главная трудность их решения: обратный оператор рассматриваемой задачи, позволяющий осуществить переход от функции $f(x)$ к функции $\varphi(y)$, неограничен. Вследствие этого получаемое решение оказывается не единственным и, кроме того, неустойчивым по отношению к возмущениям, даже весьма малым. Последние всегда присутствуют как в левой части уравнения (4.1),

поскольку в реальном эксперименте данные радиационных измерений всегда содержат некоторую погрешность (случайные ошибки измерений), так и в правой части (4.1) — ошибки в задании ядра $G(x, y)$.

В рассмотренной выше постановке предполагается, что для ядра уравнения $G(x, y)$ и функции $f(x)$ известна их аналитическая зависимость от переменных x и y . В действительности измерения уходящего излучения на МСЗ выполняются в ограниченном числе спектральных интервалов (каналов регистрации) x_1, x_2, \dots, x_m (m — общее число каналов), а искомый профиль метеорологической величины определяется в ограниченном числе слоев (уровней) в атмосфере y_1, y_2, \dots, y_n (n — число уровней). По этим причинам первый этап численного решения интегрального уравнения (4.1) состоит в сведении этого интегрального уравнения к его конечномерному аппроксимирующему аналогу, который в матричной форме может быть представлен в следующем виде:

$$\mathbf{f} = A\boldsymbol{\varphi}, \quad (4.2)$$

где $A = \|a_{ij}\|$ — матрица $m \times n$, $\mathbf{f} = \|f_1, f_2, \dots, f_m\|^T$ — вектор измерений («т» — знак транспонирования), $\boldsymbol{\varphi} = \|\varphi_1, \varphi_2, \dots, \varphi_n\|^T$ — вектор значений метеорологической величины в опорных узлах y_1, y_2, \dots, y_n . Элементы a_{ij} матрицы A есть

$$a_{ij} = G(x_i, y_j) \Delta y_j \omega_j,$$

где ω_j — квадратурные веса, соответствующие уровням с номером j , т. е. $\omega(y_j)$.

Переход от интегрального уравнения (4.1) к системе алгебраических уравнений (4.2) не устраняет всех сложностей получения устойчивого и физически осмысленного решения рассматриваемой задачи. Как следствие отмеченных особенностей уравнения (4.1) матрица A системы (4.2) близка к вырожденной ($\det A \approx 0$) и плохо обусловлена. По этой причине формальное решение уравнения (4.2), например методом наименьших квадратов

$$\boldsymbol{\varphi} = (A^T A)^{-1} A^T \mathbf{f}, \quad (4.3)$$

на практике не используется ($\det(A^T A)$ близко к нулю, матрица $A^T A$ плохо обусловлена).

Для выделения единственного решения и улучшения обусловленности системы (4.2) необходимо привлечение доступных априорных сведений об искомом решении, которые могли бы повысить его устойчивость относительно возмущений, присутствующих в векторе \mathbf{f} и матрице A . Привлекаемые сведения могут носить как весьма общий характер (ограниченность, неотрицательность, степень гладкости), так и быть весьма конкретными — указывать на принадлежность решения к вероятностной совокупности с заданными моментами функции распределения.

Методы поиска устойчивого решения задачи, число которых в настоящее время весьма велико, отличаются способом учета априорных сведений об искомом векторе φ . В основе методов регуляризации А. Н. Тихонова, статистической регуляризации, минимума априорной информации и т. п. лежит основанное на учете априорной информации «искажение» (регуляризация) исходной матрицы A с целью ее стабилизации. В так называемом прямом или итерационном методе решения априорная информация заключена в начальном приближении.

Остановимся чуть подробнее лишь на некоторых из указанных схем решения системы (4.2).

В *методе статистической регуляризации*, нашедшем широкое использование при решении широкого класса задач дистанционного зондирования атмосферы, решение уравнения (4.2) имеет следующий вид:

$$\varphi = \bar{\varphi} + [A^T K_\varepsilon^{-1} A + K_\varphi^{-1}]^{-1} A^T K_\varepsilon^{-1} (\mathbf{f} - \bar{\mathbf{f}}). \quad (4.4)$$

Здесь $\bar{\varphi}$ и $\bar{\mathbf{f}}$ — соответственно средние значения векторов φ и \mathbf{f} ; K_φ — ковариационная матрица вектора φ ; матрица $K_\varepsilon = \sigma^2 I$, где σ^2 — дисперсия ошибок измерения вектора \mathbf{f} ; I — единичная матрица. Уравнение (4.4) может быть также представлено в эквивалентной записи, но уже не требующей обращения матрицы K_φ :

$$\varphi = \bar{\varphi} + K_\varphi A^T (K_\varepsilon + A K_\varphi A^T)^{-1} (\mathbf{f} - \bar{\mathbf{f}}). \quad (4.5)$$

Решение системы (4.2) *методом минимума априорной информации* используется при отсутствии априорной информации — ковариационной матрицы искомой метеорологической величины и имеет вид (4.4) или (4.5) с той разницей, что здесь матрица K_φ заменяется либо на $\tilde{K}_\varphi = \sigma_\varphi^2 I$, где σ_φ^2 — оценка средней дисперсии вектора φ на всех уровнях y_i , либо имеет диагональный вид

$$K_\varphi = \begin{vmatrix} \sigma_1^2 & 0 & \dots & 0 \\ 0 & \sigma_2^2 & \dots & 0 \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ 0 & 0 & \dots & \sigma_n^2 \end{vmatrix},$$

где σ_i^2 — оценка дисперсии на i -м уровне.

В общем виде *прямой* или *итерационный метод* решения системы (4.2) можно представить в следующей форме:

$$\zeta_{k+1} = \zeta_k - \beta_{k+1} A^T B (A \varphi_k - \mathbf{f}). \quad (4.6)$$

Здесь k — номер итерации, β_{k+1} — шаг последовательных приближений, B — ускоряющая матрица, обычно равная K_ε^{-1} , φ_k — k -е

приближение к вектору Φ (в отклонениях от среднего значения $\bar{\Phi}$), \bar{f} — значение левой части уравнения (4.2) (также в отклонениях от среднего значения \bar{f}).

Наряду с указанными методами, разработанными для нахождения устойчивого решения уравнения (4.1) или соответствующей его аппроксимации — системы (4.2) в предположении, что известны ядра уравнения (матрица A), имеется и другой подход к интерпретации спутниковых спектрометрических измерений. Этот второй подход состоит в построении регрессионного соотношения вида

$$\Phi = \bar{\Phi} + C(f - \bar{f}), \quad (4.7)$$

где C — матрица $n \times m$ коэффициентов регрессии. В его основе лежит предположение о линейной связи между векторами $(\Phi - \bar{\Phi})$ и $(f - \bar{f})$. Такое предположение весьма обосновано с физической точки зрения, если, например, под вектором Φ подразумевается профиль температуры, а вектор f есть интенсивность собственного теплового излучения в специальном образом выбранных спектральных интервалах. Важным аргументом в пользу применения регрессионных методов при массовой обработке спутниковых измерений является их алгоритмическая простота, в результате которой резко сокращается объем необходимого для проведения расчетов машинного времени.

Матрица C в выражении (4.7) определяется по результатам зависимой выборки. Такая выборка состоит из l пар данных о профиле Φ (матрица $\Phi(n \times l)$) и соответствующих им данных спутниковых измерений профиля f (матрица $F(m \times l)$). На основе такой информации матрица C может быть вычислена с помощью выражения

$$C^T = (FF^T)^{-1} F\Phi^T. \quad (4.8)$$

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

$$C^T = (FF^T + \alpha K)^{-1} F\Phi^T, \quad (4.9)$$

где α — параметр регуляризации, K — регуляризирующая матрица $m \times m$.

После оценки матрицы C в соответствии с формулами (4.8) или (4.9) она может быть использована и для независимой выборки, т. е. для определения вектора Φ по результатам спутниковых спектрометрических измерений вектора f .

4.2. ДИСТАНЦИОННОЕ ИЗМЕРЕНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ ПОДСТИЛАЮЩЕЙ ПОВЕРХНОСТИ

Среди широкого спектра параметров физического состояния подстилающей поверхности, таких как соленость, степень волнения, состояние ледяного покрова для водной поверхности и влажность, степень шероховатости, наличие и состояние растительного покрова для поверхности суши, в настоящее время наибольший прогресс достигнут при дистанционном измерении с МСЗ температуры подстилающей поверхности T_s .

Использование результатов дистанционного измерения T_s для решения практических задач метеорологии и в особенности океанологии требует получения информации с высокой степенью надежности. Анализ имеющихся данных показывает, что на пути достижения необходимой точности зондирования все еще имеются серьезные трудности, среди которых центральное место занимает вопрос об исключении влияния облачности и промежуточной толщи атмосферы. Эти трудности особенно существенны при проведении дистанционного зондирования T_s над акваториями морей и океанов. Вызвано это тем, что для решения многих задач океанологии «дистанционный термометр» на МСЗ должен обеспечить измерение тепловых контрастов с точностью 0,1 К при пространственном разрешении 1 км. Реальная же точность спутниковых измерений температуры подстилающей поверхности оказывается еще далекой от таких требований. Сравнение судовых и спутниковых измерений T_s до сих пор обнаруживает отклонение отдельных пар значений в пределах ± 5 К.

Суммарная ошибка дистанционного измерения T_s складывается в основном из погрешностей: радиационных измерений, исключения промежуточной толщи атмосферы (в том числе и влияния облачности) и задания излучательной способности подстилающей поверхности $\varepsilon(\nu)$, а также погрешности, связанной с пространственным осреднением исследуемого температурного поля по полю зрения прибора. Их минимизация заключается в отыскании таких спектральных интервалов, где наблюдается максимально благоприятное сочетание следующих условий: 1) минимальная трансформация излучения подстилающей поверхности атмосферой; 2) максимальная чувствительность излучения к вариациям температуры подстилающей поверхности; 3) минимальная изменчивость излучательной способности; 4) универсальность использования избранного спектрального участка (как днем, так и ночью); 5) техническая осуществимость измерений уходящего излучения в выбранном спектральном диапазоне с минимальной погрешностью.

4.2.1. Безоблачная атмосфера

Дистанционное измерение температуры подстилающей поверхности T_s основано на выделении вклада излучения подстилающей поверхности из измеренного значения уходящего излучения $I_{\Delta\nu}^\dagger$ с последующим переходом от радиационной температуры подстилающей поверхности $T_{\Delta\nu}^\dagger$ к термодинамической T_s . Для этого перепишем выражение (3.23) для уходящего теплового излучения безоблачной атмосферы в более компактной форме, вводя для сокращения записи следующие обозначения:

$$P_{\Delta\nu}[\theta, p_0, p_1] \equiv P_s; \quad I_{\Delta\nu}^\dagger[p_0, \theta] \equiv A^\dagger; \quad I_{\Delta\nu}^\dagger[p, \theta] \equiv I^\dagger$$

и A^\dagger для второго члена в уравнении (3.23). Тогда уравнение (3.23) примет вид:

$$I^\dagger = \varepsilon_\nu B[\nu, T_s] P_s + A^\dagger + (1 - \varepsilon_\nu) P_s A^\dagger. \quad (4.10)$$

При $P_s > 0$, как видно из приведенного уравнения, уходящее излучение зависит от величины T_s . Эта зависимость и является физической основой решения рассматриваемой задачи.

Наиболее простую форму записи искомого решения имеет в идеализированном случае: $\varepsilon_\nu = 1$ (подстилающая поверхность излучает как АЧТ при температуре T_s) и $P_s = 1$ (атмосфера абсолютно прозрачна для излучения в спектральном интервале $\Delta\nu$, центрированном на частоте ν , и, следовательно, ее вклад в уходящее излучение $A^\dagger = 0$). Действительно, используя соотношения (3.3) и (4.10), легко показать, что в этом случае

$$T_s = T_{\Delta\nu}^\dagger. \quad (4.11)$$

Точность дистанционного измерения T_s при такой идеализации (предполагая, что T_s не изменяется в пределах поля зрения прибора) целиком определяется точностью проведения радиационных измерений.

Однако в действительности оба из сделанных выше предложений точно не выполняются. Излучательная способность реальных подстилающих поверхностей отличается от единицы, причем эти отличия зависят как от типа подстилающей поверхности, так и от условий измерений: угла визирования θ , положения и ширины спектрального интервала $\Delta\nu$. Анализируя имеющиеся данные о ε_ν в ИК диапазоне длин волн, можно сказать, что большинство типов подстилающих поверхностей (снег, растительность, некоторые виды почв) излучают почти как черные тела ($\varepsilon_\nu \approx 1$), хотя некоторые из них (сухой кварцевый песок, еловый лес и др.) обладают заметной отражательной способностью, характеризующейся величиной $1 - \varepsilon_\nu$. Поскольку излучательная способность большинства естественных подстилающих поверхностей известна, то проблему

корректного задания ε_v можно решить при наличии надежной географической привязки и соответствующего банка данных. И все же, учитывая высокую степень разнородности в составе самой подстилающей поверхности и ее сезонную изменчивость, полностью учесть которые не удастся даже при весьма точном задании пункта дистанционной регистрации T_s , этот фактор будет оказывать влияние на суммарную погрешность дистанционной термометрии.

С учетом отличия ε_v от 1 (по-прежнему полагая $P_s = 1$) выражение (4.11) примет вид

$$T_s = \frac{bv}{\ln \left[\frac{\varepsilon_v a v^3}{I^\dagger} + 1 \right]}. \quad (4.12)$$

На его основе оценим относительную погрешность определения T_s в зависимости от относительной погрешности измерения излучения ($\Delta_1 = |\Delta I/I|$) и неопределенности в задании ε_v ($\Delta_2 = |\Delta \varepsilon_v/\varepsilon_v|$)

$$\left| \frac{\Delta T_s}{T_s} \right| = a(\lambda) (\Delta_1 + \Delta_2). \quad (4.13)$$

Зависимость коэффициента $a(\lambda)$ от длины волны представлена в табл. 4.1.

Таблица 4.1

Значения коэффициентов $a(\lambda)$

λ мкм	1	2	5	10	20	30	100
$a(\lambda)$	0,0201	0,0403	0,101	0,201	0,370	0,488	1,0

Анализ данных этой таблицы показывает, что для ИК области спектра ($\lambda = 10$ мкм) относительная ошибка определения T_s будет примерно в 2 раза меньше, чем при прочих равных условиях для микроволнового диапазона ($\lambda > 100$). Кроме того, в этих двух диапазонах существенно отличаются и возможные значения Δ_2 . Действительно, при дистанционном зондировании типичной ситуацией является отсутствие точных данных о ε_v . Однако для ИК диапазона величина ε_v для большинства типов подстилающих поверхностей близка к 1 и, кроме того, изменяется в значительно меньших пределах, чем в микроволновом диапазоне длин волн. По перечисленным причинам выбор ИК диапазона спектра для дистанционного измерения T_s оказывается предпочтительным. При этом следует еще учесть и чисто технические трудности реализации высокоточных микроволновых измерений с высоким пространственным разрешением на МСЗ. В частности, микроволновые радиометры требуют более мощных, чем ИК радиометры, источников питания, а также существенно уступают им по точности

и пространственному разрешению. Последнее можно проиллюстрировать на примере МСЗ «Нимбус-5», где линейные размеры поля зрения прибора на уровне подстилающей поверхности для ИК радиометра равнялись 35 км, а для микроволнового — 192 км. Отмеченные недостатки микроволнового диапазона не исключают его применение для целей дистанционной термометрии. Более того, высокие потенциальные возможности использования измерений собственного теплового излучения в радиодиапазоне для целей дистанционного контроля за состоянием подстилающей поверхности как раз и основаны на высокой изменчивости ε_v в этом диапазоне.

Наряду с учетом отклонений ε_v от единицы при дистанционном измерении T_s с МСЗ важную роль оказывает влияние промежуточной толщи атмосферы. Ведь в действительности величина P_s всегда меньше единицы. На величину $P_s(\nu)$ в ИК диапазоне спектра основное влияние оказывает избирательное поглощение излучения водяным паром, CO_2 , O_3 и другими малыми газовыми компонентами атмосферы, а также (в отдельных случаях) аэрозолями. Минимальное поглощение собственного ИК излучения подстилающей поверхности реализуется в области окон прозрачности 3,4—4,2 мкм (пропускание примерно 90 %) и 8—12 мкм (пропускание около 60—80 %). Из приведенных данных следует, что спектральный диапазон 3,4—4,2 мкм является более прозрачным по сравнению с окнами в области 8—12 мкм. Однако в нем собственное тепловое излучение Земли сравнимо с рассеянной солнечной радиацией, точный количественный учет которой затруднен. Поэтому его использование целесообразно лишь в ночное время, что снижает эффективность диапазона 3,4—4,2 мкм. Этим недостатком не обладает область 8—12 мкм, где вклад солнечного излучения пренебрежимо мал. При малых значениях T_s , в диапазоне 3—4 мкм резко возрастает погрешность регистрации $I_{\Delta\nu}^\dagger$.

Принимая во внимание отличие P_s от единицы и считая, что $P_s > 0$, по аналогии с (4.12) можно получить следующее уравнение для определения T_s :

$$T_s = \frac{bv}{\ln \left[\frac{\varepsilon_v a \nu^3}{D} + 1 \right]}, \quad (4.14)$$

где

$$D = [I^\dagger - A^\dagger - (1 - \varepsilon_v) A^\dagger] / P_s. \quad (4.15)$$

Оценка погрешности дистанционного определения T_s и в этом случае будет определяться соотношением (4.13), однако величина Δ_1 теперь будет зависеть не только от точности регистрации I^\dagger , но и от точности оценки всех входящих в выражение (4.15) членов. Влияние промежуточной толщи атмосферы (между под-

стиляющей поверхностью и МСЗ) на точность дистанционного зондирования T_s , как видно из соотношений (4.14) и (4.15), заключается в точном задании функции пропускания как всей толщи атмосферы P_s , так и ее распределения с высотой (последние — для оценки значения величин A^\uparrow и A^\downarrow). Поскольку эта зависимость уменьшается с ростом P_s , выбор каналов измерения излучения при дистанционной регистрации T_s целесообразно осуществлять в участках с минимальным поглощением собственного теплового излучения.

Ввиду большей степени изменчивости большинства компонентов атмосферы, ответственных за поглощение ИК радиации в окнах прозрачности, точный априорный расчет всех составляющих (4.15) (кроме, естественно, I^\uparrow , измеряемого с МСЗ) затруднителен. Поэтому при интерпретации реальных измерений применяются приближенные схемы их оценки, в которых вместо истинных высотных распределений температуры и поглощающих компонентов используются различные приближения: средние статистические или прогностические профили, а при проведении комплексного дистанционного зондирования — восстановленные значения.

Для исключения влияния промежуточной толщи атмосферы используются и другие методики. В частности, один из простейших способов коррекции радиационных спутниковых измерений основан на использовании средних поправок ΔT , вычисленных для различных моделей атмосферы как разность между радиационной температурой для уходящего излучения $T_{\Delta v}^\uparrow$ и радиационной температурой подстилающей поверхности:

$$\Delta T = T_{\Delta v}^\uparrow - \tilde{T}_s, \quad (4.16)$$

где T_s — радиационная температура, отвечающая $\epsilon_v B[v, T_s]$.

Однако апробация этого метода, основанного на использовании лишь средних данных о профилях температуры и влажности, показала его неприемлемость для достижения точности определения T_s в 0,1—1 К. Более точный учет искаженного влияния атмосферы возможен на основе теоретических расчетов $T_{\Delta v}^\uparrow$ для ряда моделей атмосферы, например, с помощью системы номограмм, однако и в этом случае (использование моделей) средняя точность определения температуры поверхности океана не превосходит 2 К.

Ранее уже отмечалось влияние аэрозольного поглощения на величину P_s . При учете искажающего влияния аэрозоля аналогичные (4.16) поправки для спектрального диапазона 8—12 мкм варьируют в весьма широких пределах (0,2—3 К), вследствие чего и максимальные ошибки дистанционного измерения T_s , свя-

занные с пренебрежением аэрозольным ослаблением, могут превосходить 5 К.

Для учета трансформации собственного теплового излучения подстилающей поверхности в атмосфере используется и так называемый *метод передаточной функции*. В частности, этот метод широко применялся при обработке реальных спутниковых измерений, выполненных с помощью ИК радиометров в диапазоне 8—12 мкм на советских МСЗ «Метеор». Передаточная функция атмосферы $\Phi_{\Delta\nu}$ (в предположении, что $\epsilon_\nu = 1$) определяется следующей формулой:

$$\Phi_{\Delta\nu} = \frac{\int_{\Delta\nu} A(\nu) I^\uparrow(\nu) d\nu}{\int_{\Delta\nu} A(\nu) B[\nu, T_s] d\nu} \equiv \frac{I_{\Delta\nu}^\uparrow}{B_{\Delta\nu}[T_s]}, \quad (4.17)$$

где $A(\nu)$ — спектральная чувствительность прибора (аппаратная функция), $I^\uparrow(\nu)$ и $B[\nu, T_s]$ — соответственно интенсивность излучения (спектральная яркость) системы подстилающая поверхность—атмосфера и собственно подстилающей поверхности на частоте ν .

Для практического применения метода передаточной функции значения $\Phi_{\Delta\nu}$ могут быть рассчитаны для всего земного шара по климатическим данным о метеорологических параметрах атмосферы, с использованием для расчета $I(\nu)$ уравнения переноса. И хотя значения передаточной функции имеют весьма сложное географическое распределение и сезонную изменчивость, для современных ЭВМ вычисления, каталогизация и последующее использование значений $\Phi_{\Delta\nu}$ при интерпретации спутниковых данных не представляются сложными.

Значение $\Phi_{\Delta\nu}$ позволяет по данным измерений на МСЗ определить и величину T_s . Действительно, используя соотношения (3.3) и (4.17), получаем

$$T_s = \frac{bv}{\ln \left[\frac{av^3}{I_{\Delta\nu}^\uparrow} \Phi_{\Delta\nu} + 1 \right]}. \quad (4.18)$$

4.2.2. Облачная атмосфера

Облачные образования оказывают существенное влияние на трансформацию теплового излучения по сравнению с безоблачной атмосферой. В условиях частичной облачности рассматриваемая задача сводится к дистанционному измерению температуры T_c и высоты z_c (или давления p_c) верхней границы облаков, балльности облачности N в поле зрения прибора, с последующей коррекцией на основе этих данных измерений $I_{\Delta\nu}^\uparrow$ (исключение влияния

частичной облачности в поле зрения прибора) для восстановления T_s . При наличии же сплошной облачности среднего или нижнего яруса ($N=1$) практически полностью исключается возможность получения информации о T_s лишь на основе спутниковых измерений $I_{\Delta v}^{\uparrow}$ в ИК диапазоне длин волн.

При наличии однослойной облачности уходящее излучение определяется соотношением

$$I^{\uparrow} = NI_{\Delta v}^{\text{ct}\uparrow} + (1 - N) I_{\Delta v}^{\uparrow}, \quad (4.19)$$

где $I_{\Delta v}^{\text{ct}\uparrow}$ и $I_{\Delta v}^{\uparrow}$ — интенсивность уходящего излучения при наличии сплошной облачности и безоблачной атмосферы соответственно, N — степень покрытия облаками поля зрения прибора.

Значение $I_{\Delta v}^{\uparrow}$ определяется соотношением (3.23), а величина $I_{\Delta v}^{\text{ct}\uparrow}$ определяется соотношением

$$I_{\Delta v}^{\text{ct}\uparrow} = I_{\Delta v}^{\uparrow}(v, p_c, 0) + \{r_c(v) I_{\Delta v}^{\uparrow}(v, p_c, 0) + \varepsilon_c B[v, T(p_c)] + \tau_c I_{\Delta v}^{\uparrow}(v, p_c, p_s)\} P(v, p_c, 0), \quad (4.20)$$

где p_c — давление на уровне верхней границы облаков, r_c и ε_c — излучательная и отражательная способности облака, τ_c — пропускание облака, $I_{\Delta v}^{\uparrow}$ — уходящее излучение подоблачной атмосферы. Уже простое сравнение формул (4.10) и (4.11) с уравнением (4.20), методы решения которого относительно T_s детально рассмотренным выше, показывает сложность дистанционного измерения T_s или T_c . Оно возможно лишь в том случае, когда наряду с данными о параметрах физического состояния атмосферы имеются сведения и о параметрах облачности, попавших в поле зрения прибора. Причем эти сведения должны в точности соответствовать моменту спутниковых измерений $I_{\Delta v}^{\uparrow}$, поскольку параметры N , p_c и ε_c облака обладают сильной пространственно-временной изменчивостью. Ограничимся лишь случаем зондирования T_c и p_c в условиях сплошной облачности (в соотношении (4.19) $N=1$), предположив, что $\tau_v^c = r_v^c = 0$.

В этом случае уравнения (4.19) и (4.20) по аналогии с (4.10) можно записать в следующем виде:

$$I^{\uparrow} = \varepsilon_v^c B[v, T_c] P_c + A_c^{\uparrow} + (1 - \varepsilon_v^c) A_c^{\downarrow}, \quad (4.21)$$

где ε_v^c — излучательная способность облака на частоте v , P_c — функция пропускания слоя атмосферы между верхней границей облака и прибором, A_c^{\uparrow} и A_c^{\downarrow} — уходящая и нисходящая радиа-

ция, генерируемая атмосферой соответственно в слоях $0 - p_c$ и $p_c - p_0$.

Первое существенное отличие решения уравнения (4.21) относительно T_c по сравнению с (4.10) заключается в особенности учета ε_v^c . По сравнению с большинством типов подстилающих поверхностей излучательная способность различных типов облаков существенно отличается от единицы и подвержена значительным вариациям. Все это существенно усложняет точное априорное задание ε_v^c и тем самым приводит к росту погрешности восстановления T_c .

Второй особенностью решаемой задачи является отсутствие априорных данных о p_c , необходимое для оценки влияния промежуточной толщи атмосферы. В качестве одного из путей преодоления этой неопределенности является комплексное восстановление T_c и p_c по итерационной методике:

1) на основе средних статистических или прогностических значений задаются профиль температуры $T^0(p)$, а также высотное распределение малых газовых компонентов (H_2O и т. д.);

2) по измеренному на МСЗ значению $I_{\Delta v}^\uparrow$ определяются начальные приближения к p_c — значение p_c^0 , и к T_c — величина T_c^0 . В качестве одной из возможных методик их определения могут использоваться соотношения:

$$T_{\Delta v}^\uparrow = T^0(p_c^0) \text{ и } T_c^0 = T_{\Delta v}^\uparrow;$$

3) с учетом p_c^0 и T_c^0 оцениваются значения ε_v^c , A_c^\uparrow и A_c^\downarrow ;

4) по формуле (4.5) определяется T_c^i ;

5) сравниваются значения T_c^{i-1} и T_c^i (на первом шаге $T_c^{i-1} = T_c^0$). Если разность больше некоторой величины δ , то уточняется значение p_c : $T_c^i = T_0(p_c^i)$ и повторяются шаги 3—5. Точность восстановления T_c и p_c по указанному алгоритму, как показали проведенные оценки, может составлять для T_c в среднем 2—5 К.

Для полупрозрачных облаков ($\tau_v^c > 0$) надежное определение T_c (и T_s) весьма затруднительно. Это связано с тем, что даже небольшие вариации оптической толщины таких облаков приводят к сильному ослаблению излучения земной поверхности, тем самым затрудняя восстановление T_s . С другой стороны, эти облака мало излучают, поскольку они, как правило, расположены на больших высотах и имеют низкую температуру. Кроме того, их излучательная способность варьирует в широких пределах, 0,05—0,95.

При интерпретации данных дистанционного измерения необходимо учитывать следующие обстоятельства. Температура верхней

границы облачности может существенно отличаться от температуры воздуха на том же уровне в свободной атмосфере. Это объясняется особым положением верхней границы облачности как поверхности, излучение которой не компенсируется противоизлучением атмосферы; отличие может составлять в среднем 1,5—3,5 К для теплого и холодного полугодий соответственно (облака нижнего яруса). К тому же в реальных условиях граница облачности размыта (в слоистых облаках до 200 м) и понятие z_c (или p_c) носит условный характер. Неопределенность в p_c приводит к неопределенности в определении T_c , тем более что вблизи верхней границы, как правило, дислоцируется слой инверсии.

4.3. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ПРОФИЛЕЙ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ВЕЛИЧИН

В настоящее время на многих отечественных и зарубежных МСЗ реализованы дистанционные методы измерения вертикальных профилей температуры (термическое зондирование) и концентрации газовых составляющих атмосферы: водяного пара, озона, метана и других малых составляющих. В данном параграфе рассматриваются методики пассивного дистанционного зондирования, основанные на интерпретации данных измерений собственного теплового излучения системы подстилающая поверхность—атмосфера. Математической основой решения поставленной задачи служит интегральная форма уравнения переноса теплового излучения (соотношения (3.22) и (3.23)). Однако анализ этих формул показывает, что указанные измерения содержат информацию о высотном распределении многих метеорологических величин: это и вертикальный профиль температуры (от него зависит функция Планка), и удельная концентрация всех газовых составляющих атмосферы, оптически активных в используемом спектральном диапазоне (от этих профилей зависит функция пропускания—формула (3.20)). Одновременное определение всех этих профилей в настоящее время по некоторым причинам методического и математического характера не реализуется. Поэтому основной проблемой решения рассматриваемой задачи является разделение переменных в уравнении (3.23), т. е. такой физической формулировки задачи и выбора условий проведения спектрометрических измерений, при которых уходящее тепловое излучение зависит в основном от одного атмосферного параметра. Это оказывается возможным из-за существования спектрально локализованных полос поглощения (излучения) различных атмосферных газовых составляющих. В тех полосах поглощения, где доминирующую роль играет поглощение водяным паром, озоном и т. д., соответственно определяются и вертикальные профили этих составляющих.

Особое место занимают полосы и линии двух газовых составляющих атмосферы Земли (CO_2 и O_2), вертикальное распределение которых можно считать известным и неизменным. Последнее предположение позволяет в выражении (3.23) зафиксировать все параметры (об определении значения $B(\lambda, T_s)$ см. п. 4.2), кроме профиля температуры, что и дает возможность разделить переменные относительно профиля $T(y)$.

Физической основой получения информации о характеристиках вертикальной структуры атмосферы является тот факт, что генерация уходящего излучения в участках с различной оптической плотностью в пределах одной полосы осуществляется различными слоями атмосферы. Иными словами, производя измерения на различных частотах внутри конкретной полосы поглощения, удастся осуществлять вертикальное сканирование атмосферы в определенном диапазоне высот, т. е. измерять высотные профили температуры или удельной концентрации газовых составляющих атмосферы (в зависимости от выбранной полосы поглощения). Аналогичное сканирование атмосферы по высоте может быть достигнуто только за счет изменения геометрии измерений уходящего теплового излучения I^\dagger (без спектрального сканирования полосы).

4.3.1. Термическое зондирование атмосферы с МСЗ

Ранее отмечалось, что измерения тепловой радиации в полосах поглощения газов с постоянным содержанием (CO_2 и O_2) могут быть использованы для дистанционного измерения профиля $T(y)$, где переменная y является вертикальной координатой (высота, давление и т. п.). Такие полосы расположены в ИК области: 4,3 и 15 мкм (CO_2) и микроволновом диапазоне: 0,5 см и 2,53 мм (соответственно полоса и отдельная линия O_2). Указанные диапазоны спектра имеют различные преимущества и недостатки, и оперативная спутниковая система термического зондирования, максимально приспособленная к работе в самых разнообразных условиях, должна включать в себя приборы, измеряющие уходящее излучение в различных диапазонах спектра. Такое комплексное использование ИК и микроволнового диапазонов длин волн является характерной чертой современных МСЗ.

Остановимся далее более детально на схемах решения уравнения (3.23) относительно профиля $T(y)$.

Безоблачная атмосфера. Наиболее простым является восстановление высотного профиля температуры $T(y)$ в безоблачной атмосфере при моделировании излучения подстилающей поверхности абсолютно черным телом ($\epsilon_\lambda = 1$). Однако даже в этом случае для реализации различных методов температурного зондирования на основе спутниковых радиационных измерений состав атмосферы и ее пропускание должны быть известны весьма точно.

Для того чтобы свести решение уравнения (3.23) к рассмотренным в п. 4.1 методам, необходимо сделать три преобразования. С их помощью упрощается как сама трактовка уравнения (3.23), так и его решение.

Во-первых, используя климатическое среднее $\bar{T}(y)$ (или прогностический профиль температуры, если это возможно) и отнимая его от $T(y)$, можно свести проблему решения к нахождению этой разности:

$$h(y) = T(y) - \bar{T}(y). \quad (4.22)$$

Причем использование прогностического профиля обычно приводит к меньшим значениям h , чем климатические данные.

Во-вторых, используя измерения I^\uparrow в окнах прозрачности атмосферы, можно исключить вклад излучения подстилающей поверхности во всех каналах (исключение излучения подстилающей поверхности целесообразно еще и потому, что температура подстилающей поверхности T_s и температура воздуха у подстилающей поверхности $T(y_0)$ могут отличаться).

В-третьих, уравнение (3.23) не линейно относительно $T(y)$ (или $h(y)$). Линеаризация уравнения (3.23) возможна на основе аппроксимации функции B разложением ее в ряд Тейлора. Ограничиваясь лишь первым членом такого разложения, получим

$$B(v, T) - B(v, \bar{T}) = h \frac{\partial B(v, \bar{T})}{\partial T}, \quad (4.23)$$

где величина $\partial B/\partial T$ может быть вычислена для каждого атмосферного уровня и соответствующих частот, так как $\bar{T}(y)$ предполагается известным. Существуют и другие аппроксимации (3.23).

Если перечисленные три этапа учесть в (3.23), то уравнение может быть переписано в следующем виде (как линейное интегральное уравнение Фредгольма первого рода):

$$r(v) = \int_0^{y_0} K(v, y) h(y) dy, \quad (4.24)$$

где

$$r(v) = I(v) - B[v, T_s] P(v, y_0) + \int_0^{y_0} B[v, \bar{T}(y)] \frac{\partial P(v, y)}{\partial y} dy, \quad (4.25)$$

и

$$K(v, y) = \frac{\partial P(v, y)}{\partial y} \frac{\partial B[v, \bar{T}]}{\partial T}. \quad (4.26)$$

В матричной форме уравнение (4.24) может быть представлено как

$$r = Ah, \quad (4.27)$$

где элементы матрицы A

$$a_{ij} = \omega_j K(v_i, y_j) \Delta y_j.$$

Величины a_{ij} являются важными характеристиками каждого из используемых для восстановления $T(y)$ канала регистрации $I(v)$. Они показывают, в какой степени (с каким весом) отклонения температуры h_j должны быть сложены, чтобы получить отклонения радиации r_i в этом канале. Вид a_{ij} в основном определяет функция $\partial P/\partial y$. Обычно весовые функции, возникающие при термическом зондировании атмосферы «сверху», т. е. по измерениям уходящего излучения на МСЗ, являются широкими и взаимно перекрывающимися. В результате этого матрица A в уравнении (4.27) оказывается плохо обусловленной (определенной) относительно матричного обращения.

Математические аспекты решения уравнения (4.27) относительно профиля $h(y)$ рассмотрены в п. 4.1. Здесь же лишь подчеркнем, что точность дистанционного измерения профиля температуры с МСЗ зависит одновременно от большого числа факторов:

- 1) метода решения обратной задачи,
- 2) точности радиационных измерений,
- 3) числа и положения используемых спектральных интервалов,
- 4) спектрального разрешения прибора,
- 5) точности задания характеристик поглощения реальной атмосферы,
- 6) состояния атмосферы,
- 7) пространственной разрешающей способности прибора и т. д.

Эта зависимость, несмотря на столь сложный и комплексный ее характер, может быть исследована на основе математического моделирования дистанционного зондирования атмосферы с МСЗ. Ниже рассматриваются некоторые результаты, полученные при его осуществлении.

Различие в степени привлечения априорной информации об искомом решении и методах стабилизации обратного оператора находит отражение в точности восстановления профилей $T(y)$ рассмотренными выше методами численного решения уравнения (4.27). Типичный характер такой зависимости иллюстрирует рис. 4.1. На нем представлено высотное распределение средней квадратической ошибки решения системы (4.27) тремя методами:

$$\sigma_T(y) = \sqrt{\frac{1}{L-1} \sum_{i=1}^L [T_i(y) - \hat{T}_i(y)]^2},$$

где L — общее число профилей (в данном случае $L = 100$); $T(y)$ и $\hat{T}(y)$ — истинный и восстановленный профили температуры соответственно. Естественная изменчивость профилей $T(y)$ для

рассмотренного ансамбля, которую можно также интерпретировать как ошибку решения при $\hat{T}(y) = \bar{T}(y)$, на рис. 4.1 представлена профилем значений статистического квадратического отклонения (кривая 4):

$$\sigma_T(y) = \sqrt{K_T(y, y)}.$$

Анализ приведенного рисунка показывает, что при точности регистрации значений $I_{\Delta\nu}^{\uparrow}$ в $5 \cdot 10^{-4}$ Вт/(м²·ср·см⁻¹) в спектральных интервалах 15-мкм полосы поглощения CO₂ со спектральным разрешением 5 см⁻¹ наилучшие результаты дает метод статистической регуляризации (за исключением области 900—700 гПа). Метод итерационного решения Смита в среднем на 0,5 К точнее метода минимума априорной информации.

Типичным для дистанционных методов зондирования $T(y)$ является наличие локального максимума ошибок решения в об-

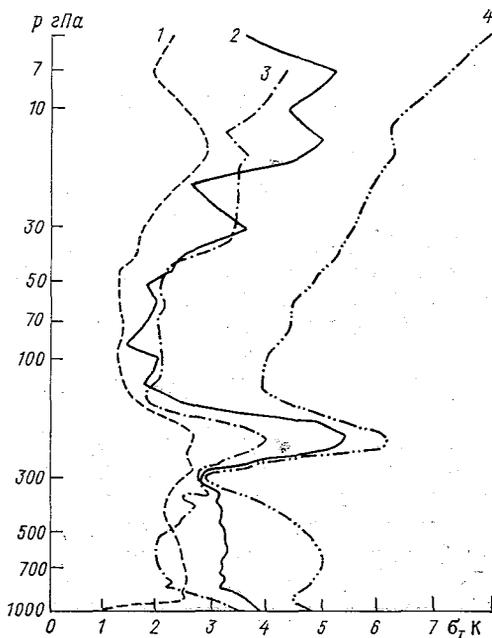


Рис. 4.1. Среднее квадратическое отклонение восстановления профилей температуры различными методами.

1 — статистическая регуляризация; 2 — метод минимума априорной информации; 3 — итерационный метод Смита; 4 — профиль статистического квадратического отклонения.

ласти тропопаузы. Здесь величина $\sigma_T(y)$ для всех трех методов имеет локальный максимум, а для метода минимума априорной информации близка к значению априорной неопределенности $\sigma_T(y)$.

Влияние случайной ошибки измерения $I_{\Delta v}^{\uparrow}$ на точность восстановления профилей $T(y)$ количественно можно оценить на основе приближенного соотношения

$$\bar{\sigma}_T = a + b\sigma_e, \quad (4.28)$$

где σ_e^2 — дисперсия случайной ошибки измерения $I_{\Delta v}^{\uparrow}$. Для трех рассмотренных ранее методов (см. рис. 4.1) значения коэффициентов b близки к $10^3 \text{ К} \cdot \text{ср} \cdot \text{см}^{-1}/\text{Вт}$, так что увеличение σ_e на $5 \times 10^{-4} \text{ Вт}/(\text{м}^2 \cdot \text{ср} \cdot \text{см}^{-1})$ приводит к увеличению средней ошибки решения на 0,5 К. По сравнению с коэффициентом b значения коэффициента a в (4.28), характеризуя «шум» методов решения (при $\sigma_e = 0$, $\bar{\sigma}_T = a$), различаются между собой и соответственно равны: 1,6 К (статистическая регуляризация), 2,2 К (итерационный метод восстановления), 2,7 К (метод минимума априорной информации).

Облачная атмосфера. Как показали уже первые спутниковые эксперименты, наличие тех или иных облачных образований в поле зрения прибора является весьма типичной ситуацией. Так, для МСЗ «Нимбус-3» измерения уходящего теплового излучения в условиях безоблачной атмосферы составили лишь около 10% в общем массиве данных об $I_{\Delta v}^{\uparrow}$. Поэтому использование для проведения термического зондирования атмосферы лишь измерений $I_{\Delta v}^{\uparrow}$ для безоблачных ситуаций существенно снижает объем получаемой информации и эффективность спутникового зондирования. Кроме того, даже если ограничиться зондированием безоблачной атмосферы, необходим надежный алгоритм выделения таких случаев из общего объема поступающих с МСЗ данных об $I_{\Delta v}^{\uparrow}$. Тем самым проблема зондирования облачной атмосферы остается и при таком упрощенном подходе и требует специального рассмотрения.

Необходимость в дополнении уже рассмотренных ранее схем решения обратной задачи специальными методами в условиях облачной атмосферы станет понятной, если обратиться к уравнениям (3.24), (3.25) и (4.19), (4.20). Из их сопоставления становится ясно, что система (4.27), полученная на основе (3.25), уже не описывает связь между значениями $T(y)$ и $I_{\Delta v}^{\uparrow}$ при $N > 0$. Поэтому интерпретация измерений уходящего теплового излучения в условиях облачной атмосферы как значений $I_{\Delta v}^{\uparrow}$ для безоблачной приводит к ошибкам в задании элементов вектора $f_{\Delta v}$ и матрицы A системы (4.27), что эквивалентно увеличению суммар-

ных ошибок задания вектора $f_{\Delta v}$ и ошибок решения. Особенно велики погрешности восстановления профиля $T(y)$ при интерпретации измерений $I_{\Delta v}^{\uparrow}$ в ИК диапазоне длин волн. По этой причине наиболее кардинальным решением проблемы зондирования в облачных условиях является использование измерений $I_{\Delta v}^{\uparrow}$ в микроволновом диапазоне. Здесь влияние облаков на трансформацию уходящего теплового излучения существенно меньше, чем в ИК диапазоне, хотя и в этом случае наличие в поле зрения микроволнового радиометра облаков с большим влагосодержанием приводит к заметному изменению яркостной температуры уходящей радиации $T_{\Delta v}$ по сравнению с безоблачными случаями.

Не останавливаясь на подробном изложении всех методов получения информации о температурном профиле, укажем лишь основные направления, по пути реализации которых в настоящее время улучшается методика спутникового дистанционного измерения профилей $T(y)$ в условиях облачной атмосферы. Такими путями являются расширение используемого диапазона волн и совершенствование методики проведения радиационных измерений на МСЗ. Так, если на МСЗ первого поколения для восстановления $T(y)$ использовались измерения $I_{\Delta v}^{\uparrow}$ лишь в 15-мкм полосе поглощения CO_2 и окне прозрачности атмосферы в области 8—12 мкм, то в настоящее время наряду с расширением ИК диапазона (полосы поглощения CO_2 15 и 4,3 мкм, окна прозрачности 8—12 и 3,7 мкм) для проведения термического зондирования привлекаются и измерения $I_{\Delta v}^{\uparrow}$ в микроволновом диапазоне. Совершенствуется и спутниковая спектрометрическая аппаратура. В частности, для исключения влияния облачности уменьшается

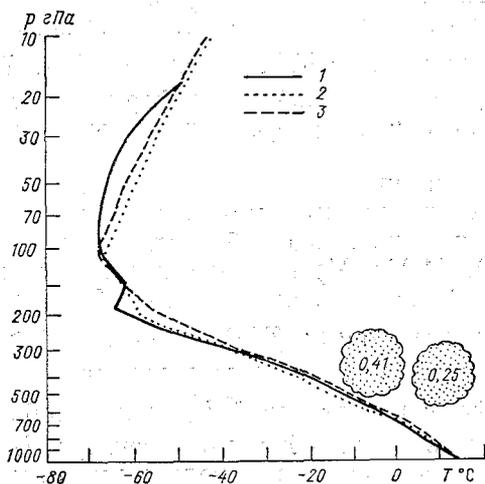


Рис. 4.2. Сравнение дистанционного зондирования профиля $T(p)$ с МСЗ «Нимбус-5» инфракрасным (2) и микроволновым (3) радиометрами с данными радиозонда (1) при наличии двухъярусной облачности.

Цифрами указана бальность облачности N каждого яруса.

поле зрения радиометра (в этом случае увеличивается вероятность измерения уходящего излучения в безоблачных условиях или в условиях сплошной облачности, соответственно $N=0$ или $N=1$); увеличивается точность измерения абсолютных значений $I_{\Delta v}^{\uparrow}$.

Широко используется *метод сканирования* — последовательное измерение значений $I_{\Delta v}^{\uparrow}$ по обе стороны от направления движения МСЗ вместо регистрации уходящей тепловой радиации только в подспутниковой точке.

На примере данных, полученных с помощью МСЗ «Нимбус-5», можно проследить влияние расширения используемого спектрального диапазона длин волн и совершенствование методики измерения $I_{\Delta v}^{\uparrow}$. Как с помощью инфракрасного, так и микроволнового радиометра могут быть получены данные о профиле $T(y)$. Это наглядно демонстрирует рис. 4.2, на котором воспроизведены ре-

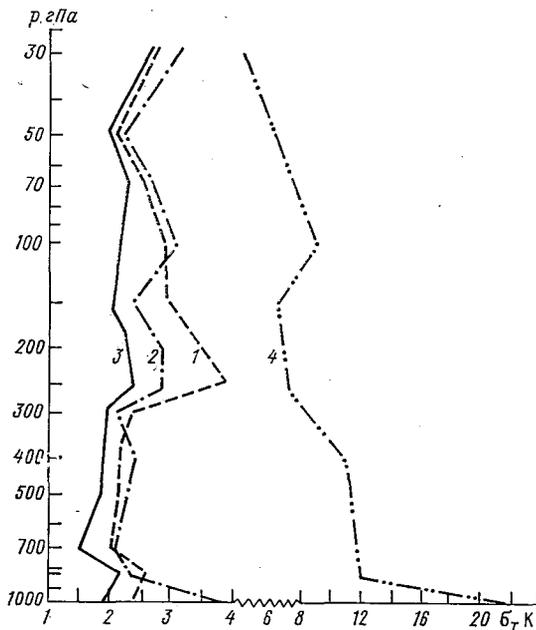


Рис. 4.3. Средние квадратические отклонения восстановленных вертикальных профилей температуры от данных аэрологического зондирования.

1 — по измерениям только ИК излучения; 2 — по измерениям только микроволнового излучения; 3 — по измерениям инфракрасного и микроволнового излучения; 4 — естественная изменчивость температуры.

зультаты восстановления профиля $T(y)$ по измерениям только ИК и только микроволнового радиометров в сопоставлении с данными радиозондирования. Совместное же использование инфракрасного и микроволнового диапазонов позволяет существенно повысить информативность и точность дистанционного восстановления профилей $T(y)$ (особенно в районе тропопаузы) по сравнению с данными, полученными при интерпретации измерений $I_{\Delta v}^{\uparrow}$ каждым из этих радиометров в отдельности. На рис. 4.3 представлены статистические характеристики расхождения восстановленных и измеренных радиозондом профилей $T(y)$.

4.3.2. Оценка параметров облачной атмосферы по данным СВЧ радиометрических наблюдений

При СВЧ радиометрических измерениях регистрируются пространственные и временные вариации радиоярких температур, обусловленные различными факторами. При исследовании характеристик облачной атмосферы представляют интерес как сами значения радиояркости на различных частотах, так и функционально связанные с ними метеорологические параметры атмосферы. Погрешность определения $T_{я}(v)$, а следовательно, и гидрометеорологических параметров определяется не только чувствительностью, стабильностью, но и другими техническими данными радиометра.

Исследование параметров облачной атмосферы может производиться по данным измерений как собственного излучения атмосферы, так и поглощения радиоизлучения источников естественного (Солнце, Луна) или искусственного (передатчики на ИСЗ) происхождения.

Поглощение и собственное излучение атмосферы на каждой частоте зависят как от параметров облачного слоя, так и от содержания в атмосфере водяного пара, вертикальных профилей метеоэлементов. Поэтому для повышения точности оценок характеристик облачности наблюдения необходимо вести на нескольких определенном образом выбранных частотах v_i , что дает возможность разделить вклады облачности, водяного пара, кислорода в измеряемые величины (радиояркие температуры $T_{я}(v_i)$ или интегральные поглощения $\tau(v_i)$).

В случае разрывной облачности водозапас облаков можно приближенно оценить из данных одночастотных наблюдений, если предположить, что перепад

$$\Delta T_{я}(v) = T_{я, обл}(v) - T_{я, безобл}(v)$$

или

$$\Delta \tau(v) = \tau_{обл}(v) - \tau_{безобл}(v)$$

целиком обусловлен излучением (поглощением) облачных капель при прохождении через диаграмму направленности антенны радиотелескопа облачного образования.

Оценка параметров облачной атмосферы из результатов измерений интегральных поглощений. В отсутствие осадков интегральное поглощение радиоволн в атмосфере можно представить в виде суммы интегральных поглощений в кислороде $\tau_{O_2}(\nu)$, в водяном паре $\tau_{H_2O}(\nu)$ и в облаках $\tau_{обл}(\nu)$

$$\tau(\nu) = \tau_{O_2}(\nu) + \tau_{H_2O}(\nu) + \tau_{обл}(\nu). \quad (4.29)$$

Поглощение в кислороде мало меняется при изменении атмосферных условий и может быть определено расчетным путем по оценкам приземных значений давления и температуры.

Поглощение в водяном паре связано линейным соотношением с полной массой водяного пара в атмосфере

$$\tau_{H_2O}(\nu) = b_w(\nu) W, \quad (4.30)$$

где $b_w(\nu)$ — весовой коэффициент поглощения в парах воды.

Интегральное поглощение в облаке зависит от распределения в толще облака водности и температуры

$$\tau_{обл}(\nu) = \int_0^l \gamma_{обл}[\nu, T(y)] w(y) dy, \quad (4.31)$$

где l — длина пути радиоволн в облаке.

В изотермическом облаке $T(y) = \text{const}$, коэффициент $\gamma_{обл}(\nu, T)$ в выражении (4.31) можно вынести за знак интеграла и величина $\tau_{обл}(\nu)$ будет пропорциональна водозапасу облака

$$Q = \int_0^l w(y) dy.$$

Если же температура в толще облака меняется, на основании обобщенной теоремы о среднем выражение (4.31) может быть представлено в виде

$$\tau_{обл}(\nu) = \gamma_{обл}[\nu, T_{обл}(\nu)] Q, \quad (4.32)$$

где $T_{обл}(\nu)$ — эффективная температура облака на частоте (ν) , которая определяется из условия

$$\gamma_{обл}[\nu, T_{обл}(\nu)] = \frac{\int_0^l \gamma_{обл}[\nu, T(y)] w(y) dy}{\int_0^l w(y) dy}. \quad (4.33)$$

Модельные расчеты для различных профилей водности и температуры внутри облака показали, что при соответствующем

выборе частот зондирования ν_i и водозапаса облаков $Q \leq 1$ кг/м² значения $T_{\text{обл}}(\nu_i) = \text{const}$. С учетом сказанного и выражений (4.30) и (4.32) уравнение для интегрального поглощения радиоволн в атмосфере может быть переписано в виде

$$\tau_i(\nu_i) = \tau(\nu_i) - \tau_{\text{O}_2}(\nu_i) = b_w(\nu_i)W + \gamma_{\text{обл}}(\nu_i T_{\text{обл}})Q, \quad (4.33)$$

$$i = 1, 2, \dots, m.$$

Основной источник погрешности оценки водозапаса — ошибка в величине $T_{\text{обл}}$. Крутизна зависимости $\partial Q / \partial T_{\text{обл}}$ составляет примерно 2% на 1 К отклонения температуры облака от истинной, откуда следует необходимость определения, кроме полной массы водяного пара в атмосфере и водозапаса облаков, эффективной температуры $T_{\text{обл}}$.

Для оценки трех неизвестных параметров облачной атмосферы Q , $T_{\text{обл}}$ и W по данным измерений поглощения на частотах ν_i ($\nu_i = 1, 2, \dots, m$), количество каналов m должно быть не меньше 3. Специфика системы уравнений (4.33) состоит в том, что два неизвестных параметра Q и $T_{\text{обл}}$ входят в каждое уравнение в виде произведения, причем один из них ($T_{\text{обл}}$) неявно.

Для решения (4.33) воспользуемся методом наименьших квадратов. Запишем выражение для остаточной суммы квадратов

$$s = \sum_{i=1}^m \{\tau_i(\nu_i) - [b_w(\nu_i)W + \gamma_{\text{обл}}(\nu_i, T_{\text{обл}})Q]\}^2. \quad (4.34)$$

Дифференцируя (4.34) по W и Q и приравнявая производные нулю, получим систему нормальных уравнений:

$$\sum_{i=1}^m \tau_i(\nu_i) b_w(\nu_i) = W \sum_{i=1}^m b_w^2(\nu_i) + Q \sum_{i=1}^m b_w(\nu_i) \gamma_{\text{обл}}(\nu_i, T_{\text{обл}}),$$

$$\sum_{i=1}^m \tau_i(\nu_i) \gamma_{\text{обл}}(\nu_i, T_{\text{обл}}) = W \sum_{i=1}^m b_w(\nu_i) \gamma_{\text{обл}}(\nu_i, T_{\text{обл}}) +$$

$$+ Q \sum_{i=1}^m \gamma_{\text{обл}}^2(\nu_i, T_{\text{обл}}). \quad (4.35)$$

Решаем (4.35) относительно неизвестных W и Q при различных значениях $T_{\text{обл}}^j$ ($j = 1, 2, \dots$), в результате чего получим дискретные функции $W(T_{\text{обл}}^j)$ и $Q(T_{\text{обл}}^j)$. Последовательно подставляя пары значений $W(T_{\text{обл}}^j)$ и $Q(T_{\text{обл}}^j)$ (при одном и том же значении j) в выражение (4.34), находим величину $T_{\text{обл. мин}}$, обеспечивающую минимум квадратичной форме s . Решением системы уравнений (4.34) будут $T_{\text{обл. мин}}$, $W(T_{\text{обл. мин}})$ и $Q(T_{\text{обл. мин}})$.

Погрешности определения интегральных параметров облачной атмосферы будут зависеть от точности измерения $\tau(\nu_i)$, от выбора

частот ν_i и количества измерительных каналов, от точности, с которой известны коэффициенты поглощения в водяном паре, кислороде и облаках.

В условиях разрывной облачности значения Q и $T_{\text{обл}}$ могут быть оценены по данным измерения поглощений на двух волнах. Действительно, разность поглощений радиоволн в атмосфере при наличии и отсутствии облачных образований и постоянстве угла места, под которым ведутся наблюдения, можно записать в виде

$$\Delta\tau_{\text{обл}}(\nu_i) \approx \tau_{\text{обл}}(\nu_i) = \gamma_{\text{обл}}(\nu_i, T_{\text{обл}}) Q, \quad i = 1, 2. \quad (4.36)$$

Приближенный характер равенства (4.36) связан с предположением о постоянстве величины W . Эффективная температура облака определяется по значению отношения

$$\tau_{\text{обл}}(\nu_1, T_{\text{обл}}) / \tau_{\text{обл}}(\nu_2, T_{\text{обл}}) = f(\nu_1, \nu_2, T_{\text{обл}}).$$

В дальнейшем из выражения (4.32) находится Q .

Оценка параметров облачной атмосферы из измерений радиояркостных температур. Оценка значений интегральных параметров атмосферы может производиться или непосредственно по радиояркостным температурам $T_{\text{я}}(\nu)$ или путем предварительного перехода к интегральным поглощениям. Рассмотрим вначале второй способ.

Для перехода от $T_{\text{я}}(\nu)$ к $\tau(\nu)$ необходимо вначале на основе априорных данных о вертикальных профилях метеоэлементов задать значения средних (эффективных) температур атмосферы $T_{\text{ср}}(\nu)$ или значения поправок на неизотермичность $\Delta T(\nu)$:

$$\begin{aligned} T_{\text{ср}}(\nu) &= \frac{\int_0^{\infty} T(y) \gamma(\nu, y) \exp \left[-\int_0^y \gamma(\nu, y') \sec \theta dy' \right] \sec \theta dy}{\int_0^{\infty} \gamma(\nu, y) \exp \left[-\int_0^y \gamma(\nu, y') \sec \theta dy' \right] \sec \theta dy} = \\ &= T_s - \Delta T(\nu), \end{aligned} \quad (4.37)$$

где T_s — температура воздуха у земной поверхности, y — высота. (На основе модельных расчетов известно, что $\Delta T(\nu) < 0,1 T_s$.) Затем с помощью (4.37) выражения (3.24), (3.25) преобразуются к системе алгебраических уравнений (4.23). Особенности решения системы (4.23) при числе измерительных каналов $m = 2$ и $m \geq 3$ рассмотрены выше.

Полученные в результате решения (4.33), (4.35) значения интегральных параметров атмосферы используются для расчета поправок на неизотермичность атмосферы. Если новые значения поправок отличаются от первоначальных, которые использовались для расчета интегральных поглощений, вычисления повторяются. Как показывают численные эксперименты, в типовых ситуациях процесс итерации во втором приближении приводит к разнице

в значениях эффективной температуры облака в пределах 3—4 К. Примерно на столько же различаются и поправки на неизотермичность атмосферы. В общем случае вопрос о сходимости рассмотренного алгоритма требует проведения специального анализа с учетом погрешностей измерения радиояростной температуры.

Рассмотрим методику оценки параметров облачной атмосферы непосредственно по радиояростным температурам. Для этой цели используются регрессионные соотношения вида

$$T_{\text{я}}(v_i) = a_0(v_i) + a_1(v_i)f_1 + \dots + a_j(v_i)f_j + \dots + a_m(v_i)f_m, \quad (4.38)$$

где f_j ($j = 1, 2, \dots, n$) — искомые параметры, $a_j(v_i)$ — коэффициенты, v_i — частоты каналов зондирования ($i = 1, 2, \dots, m$; $m \geq n$).

Коэффициенты $a_j(v_i)$ находятся по методу наименьших квадратов при обработке результатов численных или контролируемых натуральных экспериментов, которые проводятся на частотах v_i при вариациях вертикальных профилей метеоэлементов, а при наблюдениях с летательных аппаратов — и при вариациях излучательных характеристик морской поверхности.

Одновременно с вычислением коэффициентов $a_j(v_i)$ находятся и их дисперсии, что позволяет в дальнейшем оценить погрешности определения искомых параметров атмосферы. Сами значения параметров получаются в результате решения системы уравнений (4.38) или путем более простых процедур, основанных, например, на найденных расчетным путем связях водозапаса облаков различных форм и полной массы водяного пара в атмосфере с разностью радиояростных температур на двух волнах.

В качестве примера использования этого метода приведем результаты расчетов, выполненных по изложенной схеме. Они привели к получению следующих регрессионных соотношений, связывающих полную массу водяного пара в атмосфере и водозапас облаков со значениями радиояростных температур на частотах $v_1 = 22,235$ ГГц и $v_2 = 31,4$ ГГц:

$$\begin{aligned} W &= 4,636 + 77,86 \cdot 10^{-3} T_{\text{я}}(v_1) - 38,79 \cdot 10^{-3} T_{\text{я}}(v_2), \\ Q &= -3,26 - 7,37 \cdot 10^{-3} T_{\text{я}}(v_1) + 29,40 \cdot 10^{-3} T_{\text{я}}(v_2). \end{aligned} \quad (4.39)$$

Исходными данными для регрессионного анализа послужили результаты расчетов радиояростных температур для 60 различных радиозондовых профилей температуры и влажности. Случаи с облачной атмосферой моделировались путем введения четырех различных типов распределения водности при неизменном профиле температуры и замене радиозондовых значений влажности на значения, рассчитанные из условия насыщения. Для учета вариаций радиоярости, обусловленных наличием волнения и пены, 80 % всех расчетов были выполнены для гладкой поверхности, а 20 % —

для равномерно распределенного увеличения излучательной способности воды на 10 %. Значения излучательной способности над сушей были равномерно распределены между 0,9 и 1. К результатам расчета $T_{\text{я}}$ был добавлен инструментальный шум в 0,25 К.

4.3.3. Дистанционное измерение характеристик газового состава атмосферы

Решение обратных задач этого класса рассмотрим на примере проведения лишь дистанционного влажностного зондирования атмосферы.

Математическая форма зависимости между профилем удельного содержания водяного пара $q(y)$ и измерениями собственного теплового излучения $I_{\Delta v}^{\uparrow}$, так же как и для профиля температуры, описывается интегральными формами уравнений переноса (3.24) и (3.25) (безоблачная атмосфера), (4.19) и (4.20) (облачная атмосфера). Однако в отличие от задачи термического зондирования форма этой зависимости усложняется. Связь между значениями $I_{\Delta v}^{\uparrow}$ и $q(y)$ проявляется неявно, посредством зависимости функций пропускания $P_{\Delta v}(y)$ от профиля $q_{\text{H}_2\text{O}}(y)$. Кроме того, важной особенностью рассматриваемого класса является тот факт, что при восстановлении характеристик газового состава атмосферы необходимым условием «обращения» радиационных измерений становится весьма точное задание высотного распределения температуры. Поэтому в дальнейшем будем предполагать, что профиль $T(y)$ известен точно.

Перепишем уравнение (3.25) при $\varepsilon_{\lambda} = 1$, проинтегрировав его по частям:

$$I^{\uparrow} = B[v, T(y_1)] - \int_{y_s}^{y_1} \frac{\partial B[v, T(y)]}{\partial y} P_{\Delta v}(y) dy, \quad (4.40)$$

где для сокращения записи опущена зависимость функционала $P_{\Delta v}$ от $q_{\text{H}_2\text{O}}(y)$.

Вводя вариационную производную функционала

$$\partial P_{\Delta v}(y) / \partial q_{\text{H}_2\text{O}}(y),$$

изменчивость излучения в зависимости от вариаций $q_{\text{H}_2\text{O}}(y)$ может быть приближенно записана в следующем виде:

$$\delta I^{\uparrow} = \int_{y_s}^{y_1} \frac{\partial B[v, T(y)]}{\partial y} \left[\int_y^{y_1} \frac{\partial P_{\Delta v}(y')}{\partial q_{\text{H}_2\text{O}}(y')} \Big|_{q_{\text{H}_2\text{O}}(y')} \delta q(y') dy' \right] dy. \quad (4.41)$$

По аналогии с (3.24) и (3.25) уравнение (4.41) может быть переписано в матричной форме (4.27)

$$r = A\varphi,$$

где φ — вектор отклонений профиля $q_{\text{H}_2\text{O}}(y)$ от среднего $\bar{q}_{\text{H}_2\text{O}}(y)$. Для восстановления профиля $q_{\text{H}_2\text{O}}(y)$ используются те же методы решения системы (4.27), что и для профиля температуры $T(y)$.

Обширные численные эксперименты по исследованию точности косвенного метода и факторов, ее определяющих, были проведены А. Д. Кузнецовым. В этих экспериментах, в частности, анализировались возможности использования различных методов интерпретации: а) метода статистической регуляризации, б) метода минимума априорной информации, в) итерационного метода.

Проведенные исследования показали, что при ошибках измерений излучения в диапазоне 10^{-4} — 10^{-3} Вт/(м²·см⁻¹) все три метода устойчивы и обладают весьма быстрой сходимостью. Выбор профиля начального приближения заметно влияет на решение в информационно плохо обеспеченных слоях атмосферы (в частности, вблизи поверхности Земли), а также на число требуемых итераций.

4.4. ПОЛЯ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ВЕЛИЧИН ПО ДАННЫМ ИЗМЕРЕНИЙ С МСЗ

Комплекс измерительной аппаратуры, установленный на МСЗ, позволил осуществить дистанционное зондирование атмосферы с целью восстановления вертикальных профилей температуры и влажности, определения высоты, количества и водности облаков, измерения температуры подстилающей поверхности и потока уходящего длинноволнового излучения.

По аналогии с синоптической информацией данные дистанционных спутниковых измерений могут быть представлены в наглядной форме путем построения различных диаграмм, нанесения их на бланки карт и приведения по этим данным изолиний (анализ карт). Возможность построения карт широтных разрезов высотного распределения температуры атмосферы иллюстрируют рис. 4.4 и 4.5.

На рис. 4.4 а и 4.5 а представлены данные анализа температурных профилей, восстановленных на основе спектрометрических измерений с МСЗ «Нимбус-5» и NOAA-2 соответственно. Данные термического зондирования атмосферы были получены с помощью этих МСЗ приблизительно в одно и то же время (5—6 апреля 1973 г.) вдоль линии, проходящей от 60° ю. ш. до 50° с. ш. Для оценки точности полученных разрезов на рис. 4.4 б и 4.5 б даны разности восстановленных значений температуры и профилей аэрологического зондирования атмосферы. Сопоставление этих

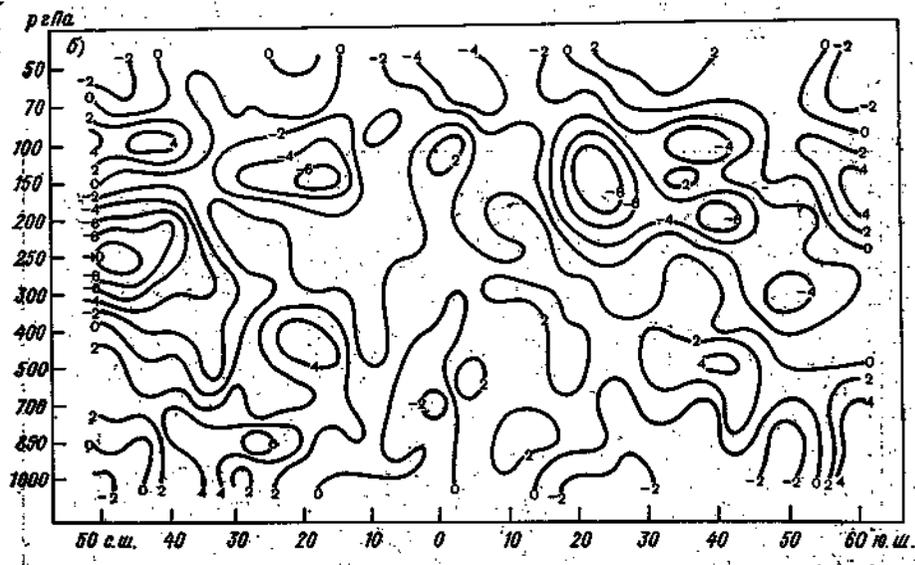
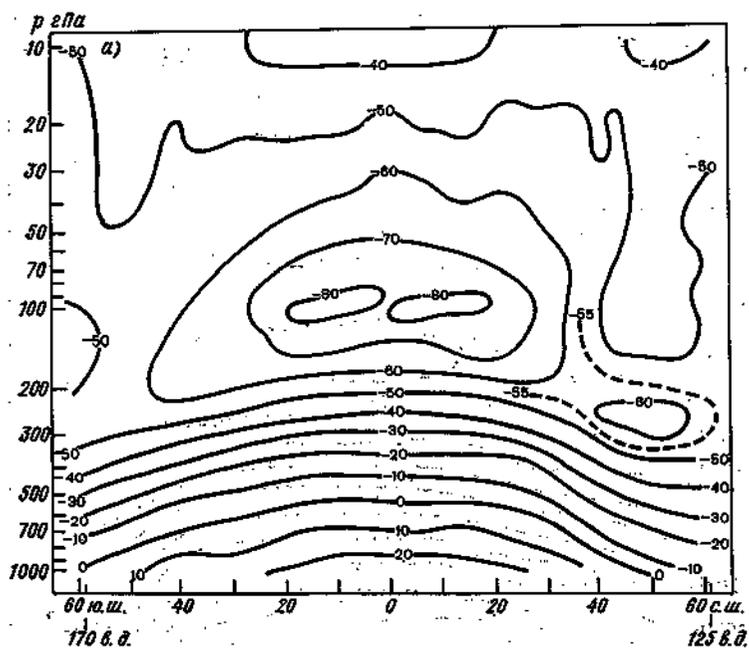


Рис. 4.4.

а — вертикальный разрез поля температуры ($^{\circ}\text{C}$) по данным МСЗ «Нимбус-5» 6 апреля 1973 г.;
б — высотный разрез разностей спутниковых и радиозондовых данных о температуре. Цифрами
указаны значения $\Delta T(p) = T_{\text{МСЗ}}(p) - T_{\text{рс}}(p)$.

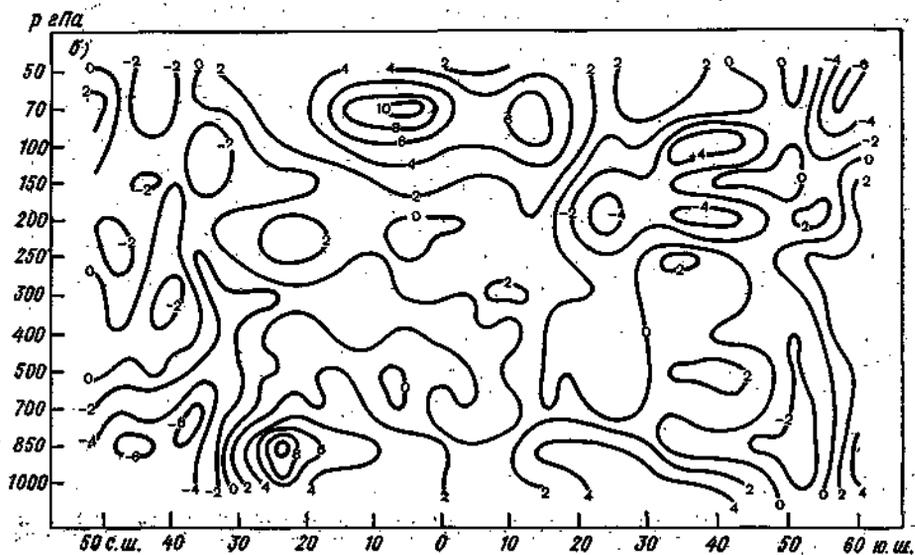
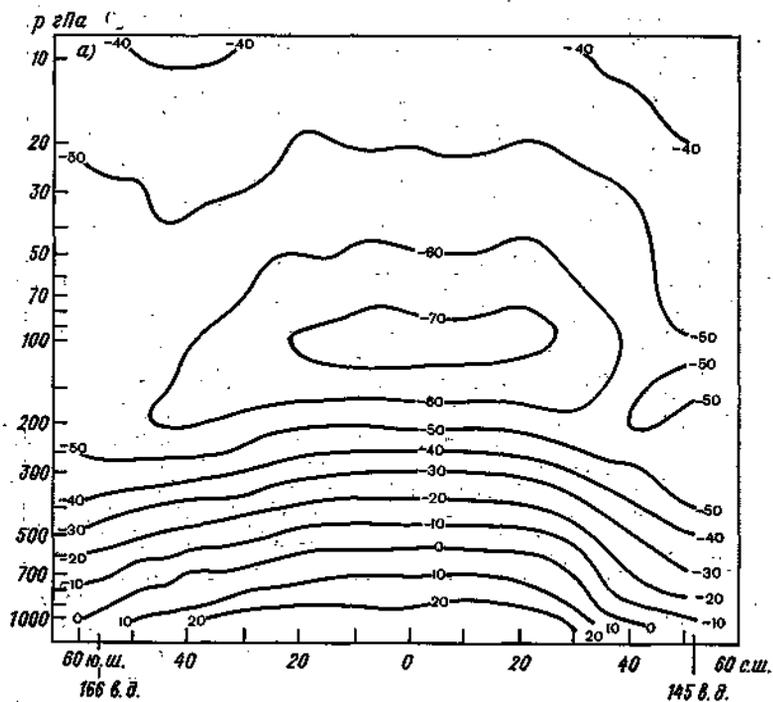


Рис. 4.5.

а — вертикальный разрез поля температуры ($^{\circ}\text{C}$) по данным МСЗ НОАА-2 5 апреля 1973 г.; б — высотный разрез разностей спутниковых и радиозондовых данных о температуре. Цифрами указаны значения $\Delta T(p) = T_{\text{МСЗ}}(p) - T_{\text{рз}}(p)$.

рисунков демонстрирует определенные отличия, которые связаны как с аппаратурными, так и методическими различиями в получении и интерпретации спектрометрических измерений этих метеорологических спутников. Так, на МСЗ НОАА-2 осуществлялось более широкое пространственное сканирование, а при обработке радиационных измерений в качестве начального приближения использовались 12-часовые прогностические профили температуры, тогда как при «обращении» данных об уходящем тепловом излучении с МСЗ «Нимбус-5» использовались регрессионные соотношения между значениями I^{\dagger} и профилями $T(p)$.

На рис. 4.6 представлен широтный разрез профилей температуры вдоль 169-го витка 28-го МСЗ «Метеор». Для сопоставления

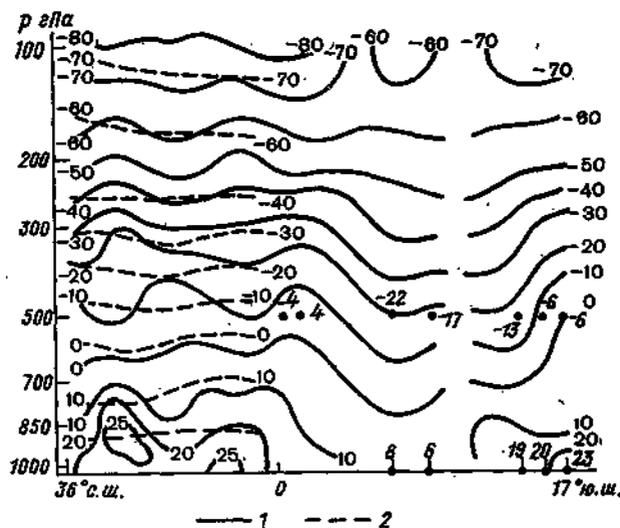


Рис. 4.6. Широтный разрез восстановленных профилей температуры вдоль орбиты 28-го МСЗ «Метеор» (1) и полученных на основе аэрологических и синтетических данных (2).

В южном полушарии нанесены лишь отдельные значения температуры на уровнях 1000 и 600 гПа.

на этом же рисунке приведен и широтный разрез значений температуры, полученный на основе синоптических и аэрологических данных для северного полушария. В южном полушарии из-за малого объема информации точками нанесены лишь отдельные значения прямых измерений температуры на уровнях 1000 и 500 гПа.

Как видно из приведенных рисунков, на большинстве изобарических уровней хотя и наблюдается удовлетворительное согласие вычисленных и фактических температур, тем не менее спутниковые данные все еще не удовлетворяют требуемой точности. Детальное сопоставление спутниковых данных с результатами аэрологического зондирования показывает, что значительно лучшее согласие наблюдается для градиентов, а не для абсолютных значений температур.

Метеорологические спутники земли

НАУЧНАЯ И СЛУЖЕБНАЯ АППАРАТУРА
МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ СПУТНИКОВ. Комплекс научной
аппаратуры. Комплекс служебной аппаратуры
СОВЕТСКИЕ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ СПУТНИКИ. МКС
«Метеор». Серия спутников «Метеор-2». Экспериментальный
спутник «Метеор». Наземный комплекс МКС «Метеор».
Перспективы развития МКС в СССР
МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ СПУТНИКИ ЗАРУБЕЖНЫХ СТРАН.
Спутники США. Японский геостационарный спутник «Химавари».
Спутник Индии «Бхаскара». Геостационарный спутник стран
Западной Европы «Метеосат»

Метеорологический спутник — это космическая автоматическая обсерватория, оснащенная сложным электротехническим, электрооптико-механическим и радиоэлектронным оборудованием измерения, запоминания и передачи информации. Такой спутник, выведенный на околоземную орбиту, представляет уникальную возможность обзора огромных площадей земной поверхности в течение сравнительно короткого промежутка времени. Это достигается как значительным удалением МСЗ от земной поверхности так и его движением относительно Земли. За небольшой промежуток времени спутник позволяет получить данные о распределении метеорологических элементов для обширного географического района, что в свою очередь обеспечивает получение качественно новых сведений о состоянии атмосферы и подстилающей поверхности.

Многолетний опыт использования метеорологических спутников для наблюдения и сбора информации в СССР, США и других странах показал целесообразность производства метеорологических наблюдений с различных высот одновременно с наземными наблюдениями. Особенностью таких наблюдений является получение комплекса данных как в вертикальной, так в горизонтальных

плоскостях, часто крайне необходимых для анализа и прогноза погоды. Для решения этой задачи все большее признание получают метеорологические космические системы (МКС). Они включают в себя несколько спутников, находящихся на средних и высоких орбитах (оперативные и геостационарные метеорологические спутники), систему состоящую из автоматических метеорологических станций, установленных в труднодоступных районах, и океанографических буев. Кроме того, в МКС входят пункты управления системой и пункты приема служебной и научной информации.

В настоящее время созданы подобные метеорологические космические системы в СССР и США. Некоторые страны, такие как Япония, Франция, Индия и др., осуществляют запуски отдельных метеорологических спутников соответственно на средние или высокие орбиты.

На рис. 5.1 приведено схематическое распределение на различных орбитах гидрометеорологических спутников различных стран. Параметры орбит метеорологических спутников Земли приведены в приложении.

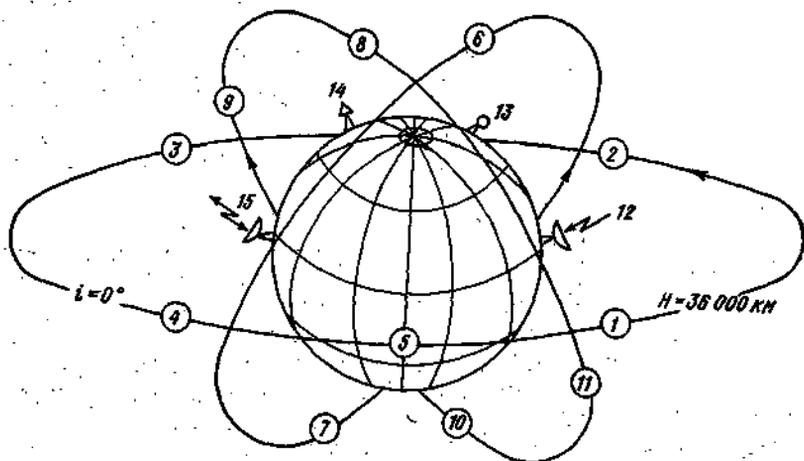


Рис. 5.1. Схематическое расположение метеорологических спутников Земли некоторых стран.

1 — геостационарный метеорологический спутник (ГМС — СССР), $\lambda \approx 76^\circ$ в. д. (запуск планируется в ближайшие годы); 2 — ГМС — «Химаваря» (Япония), $\lambda \approx 140^\circ$ в. д.; 3 — ГМС — ГОВС (США), $\lambda \approx 135^\circ$ в. д.; 4 — ГМС — ГОВС (США), $\lambda \approx 75^\circ$ в. д.; 5 — ГМС — «Метеосат» (стран Западной Европы), $\lambda \approx 0^\circ$; 6 — МСЗ «Метеор-2» (СССР), $H \approx 900$ км, $i \approx 81,2^\circ$; 7 — МСЗ «Бхаскара» (Индия), $H \approx 560$ км, $i \approx 50,7^\circ$; 8 — МСЗ NOAA (США), $H \approx 850$ км, $i \approx 98,7^\circ$; 9 — экспериментальный МСЗ «Метеор» (СССР), $H \approx 650$ км, $i \approx 98,0^\circ$; 10 — МСЗ Министерства обороны США, $H \approx 830$ км, $i \approx 98,7^\circ$; 11 — МСЗ «Нimbus» (США), $H \approx 1100$ км, $i \approx 99,8^\circ$; 12 — пункт приема научной информации; 13 — информационный автоматический океанографический буй; 14 — автоматическая метеорологическая станция; 15 — центр управления полетом метеорологического спутника Земли.

Глава 5. НАУЧНАЯ И СЛУЖЕБНАЯ АППАРАТУРА МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ СПУТНИКОВ

В настоящее время разработаны и практически реализованы спутниковые наблюдения уходящего излучения в широком диапазоне — от ультрафиолетового до микроволнового спектра. В силу разнообразия процессов взаимодействия излучения с системой атмосфера—подстилающая поверхность в различных диапазонах спектра регистрация излучения открывает большие возможности определения обширной совокупности параметров физического состояния атмосферы и подстилающей поверхности.

Для получения метеорологической информации о состоянии атмосферы и подстилающей поверхности Земли на метеорологическом спутнике устанавливается комплекс бортовой аппаратуры. Этот комплекс может быть условно разделен на две группы: комплекс научной аппаратуры и комплекс служебной аппаратуры.

Комплекс научной аппаратуры предназначен для получения информации о состоянии атмосферы и подстилающей поверхности Земли.

Комплекс служебной аппаратуры предназначен для поддержания нормального функционирования научной аппаратуры и всего спутника в целом.

Основные требования, которые предъявляются к комплексу бортовой аппаратуры, могут быть сведены к следующему:

- обеспечение получения и передачи необходимого объема информации всех видов,
- малые массогабаритные характеристики научных и служебных систем аппаратур,
- высокая стабильность и надежность работы всех систем,
- низкое потребление электроэнергии.

5.1. КОМПЛЕКС НАУЧНОЙ АППАРАТУРЫ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО СПУТНИКА

В зависимости от задач, поставленных перед измерениями с МСЗ, комплекс научной аппаратуры может включать в себя системы измерений, работающие в различных диапазонах электромагнитного спектра. Для спутников, обеспечивающих получение регулярной информации о состоянии атмосферы и подстилающей поверхности Земли, наибольшее применение получили измерения в видимом, инфракрасном и микроволновом (СВЧ) диапазонах электромагнитного спектра. Перечень аппаратуры отдельных МСЗ, в частности решающих задачи сбора информации для определенных исследований, может отличаться друг от друга.

В этом разделе учебника будут кратко рассмотрены основные виды аппаратуры МСЗ, которые обеспечивают получение информации, необходимой для анализа и прогноза погоды.¹

На современных метеорологических спутниках Земли устанавливается аппаратура, работающая по принципу оптико-механического сканирования. Это обеспечивает поэлементный просмотр подстилающей поверхности достаточно узким телесным углом. Такой угол принято называть *углом поля зрения прибора*. Угол зрения прибора образует конус, сечение которого поверхностью земного эллипсоида определяет элементарную площадку земной поверхности, называемую *разрешением прибора*. Разрешение является важнейшей характеристикой прибора. Другой не менее важной характеристикой является *полоса обзора* (просмотра) земной поверхности. Просмотр полосы подстилающей поверхности осуществляется за счет перемещения элементарного поля зрения в плоскости, перпендикулярной плоскости орбиты. Принципиальная схема оптического сканирования приведена на рис. 5.2. Сканирующее зеркало совершает колебательное или вращательное движение. Это движение обеспечивает перемещение пятна поля зрения прибора по поверхности Земли в заданном направлении. Движение спутника вдоль орбиты с одновременным сканированием обзорной аппаратуры в направлении, перпендикулярном движению, обеспечивает непрерывный просмотр полосы поверхности. На рис. 5.3 приведена зависимость ширины полосы обзора подстилающей поверхности от максимального угла отклонения сканирующего зеркала и высоты полета спутника.

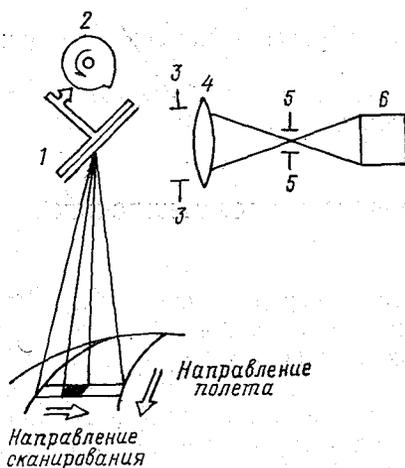


Рис. 5.2. Принципиальная схема оптического сканирования.

1 — сканирующее зеркало; 2 — кулачок привода зеркала; 3 — диафрагма объектива; 4 — объектив; 5 — диафрагма приемника; 6 — приемник видимого диапазона.

¹ Наиболее подробно научная аппаратура, отдельные системы МСЗ изучались ранее в учебном курсе «Методы метеорологических измерений».

Сочетание перемещения элементарной площадки по строке сканирования с поступательным ее перемещением по поверхности Земли (в результате движения спутника по орбите) позволяет получить картину двумерного распределения интенсивности отраженной излученной и рассеянной радиации в том или ином диапазоне спектра электромагнитных волн.

Научная аппаратура метеорологических спутников работает в двух режимах: в режиме запоминания информации (ЗИ) и режиме непосредственной передачи (НП). Режим запоминания предназначен для получения глобальной информации. Для этой цели на борту МСЗ имеется специальное бортовое запоминающее устройство, которое позволяет накапливать научную информацию. В этом режиме работает весь комплекс научной аппаратуры. В режиме непосредственной передачи работает аппаратура для получения региональных изображений облачности и подстилающей поверхности.

Научная аппаратура позволяет получать информацию в виде космических изображений или количественных характеристик, а также абсолютных значений собственного излучения системы Земля — атмосфера. Режим работы научной аппаратуры определяется программой конкретных наблюдений.

Учитывая большую значимость отдельных видов информации для анализа и прогноза погоды, представляется целесообразным рассмотреть основные устройства, обеспечивающие получение научной информации.

Существует несколько классификаций научной аппаратуры, устанавливаемой на борту МСЗ. В данном учебнике в основу положена классификация аппаратуры в зави-

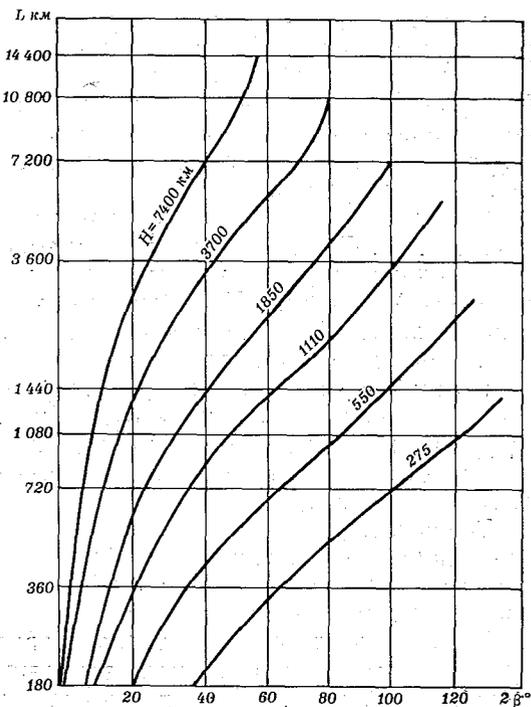


Рис. 5.3. Изменение ширины L полосы обзора на поверхности Земли в зависимости от высоты H спутника и полного угла сканирования 2β .

симости от области спектра электромагнитных волн, в которой она работает. Такое деление, возможно, является условным, однако оно упрощает понимание особенностей работы некоторых видов аппаратуры.

5.1.1. Научная аппаратура, работающая в видимом диапазоне электромагнитных волн

Наибольшее применение в настоящее время нашли снимки, выполненные с помощью телевизионных систем, устанавливаемых на МСЗ. Для получения изображений в видимом участке спектра (0,5—0,7 мкм) на советских спутниках серии «Метеор-2», входящих в метеорологическую космическую систему, устанавливается два комплекта аппаратуры, с помощью которой может быть выполнена съемка облачности, ледяных и снежных полей и других видов подстилающей поверхности. Эти объекты обладают различными коэффициентами отражения, что позволяет получать изображения с широким диапазоном полутонов.

Наличие двух комплектов позволяет отдельно получать изображения для всей освещенной части орбиты — глобальные изображения и региональные изображения, т. е. изображения непосредственно того района, где пролетает спутник и установлена аппаратура приема. В первом случае аппаратура на МСЗ работает в режиме ЗИ, во втором — в режиме НП.

В целом аппаратура состоит из бортовой и наземных систем. К первой относятся устройства, установленные на борту спутника, ко второй — наземная аппаратура. Принципиальная блок-схема телевизионной системы, работающей в видимом участке спектра, приведена на рис. 5.4.

При поэлементной съемке приемное устройство имеет малый угол зрения. В каждый момент времени телефотометр реагирует на среднюю интенсивность радиации в пределах угла зрения оптической головки. Изображения же всего наблюдаемого участка объекта формируется путем последовательного просмотра его в процессе сканирования.

В качестве приемников лучистой энергии применяются устройства, основанные на использовании явления фотоэлектронного эффекта. Такие устройства пригодны для телевизионного наблюдения объектов в инфракрасном, видимом, ультрафиолетовом диапазонах волн.

Телевизионная система воспроизводит распределение яркости, функционально связанной с общей мощностью воспринимаемого лучистого потока в пределах области спектральной чувствительности преобразователя.

На выходе первичного телевизионного преобразователя образуется электрический сигнал, зависящий от мощности входного лучистого потока. Сигнал, который называется телевизионным

видеосигналом, передается по каналу связи и приемному устройству.

Для получения изображений одновременно в нескольких узких участках спектра используется многозональная или многоспектральная аппаратура.

Обычно рабочие спектральные участки съемки располагаются в пределах видимой и инфракрасной ближней области спектра. Так, например, многоспектральная съемка, осуществляемая с помощью аппаратуры, устанавливаемой на экспериментальном МСЗ «Метеор» («Метеор-природа»), позволяет получать изображения в интервалах: 0,5—0,6; 0,6—0,7; 0,7—0,8; 0,8—1,1 мкм.

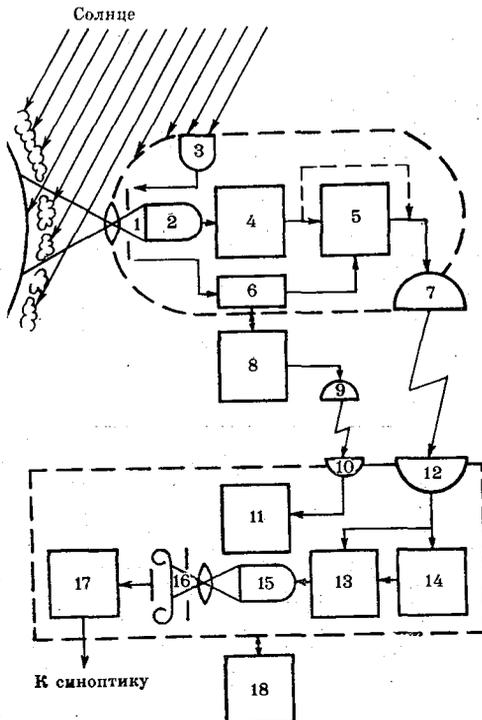
Бортовая телевизионная аппаратура экспериментального спутника «Метеор» представлена на рис. 5.5. В этой аппаратуре используются сканирующие устройства малого и среднего разрешения, которые имеют следующие технические характеристики:

	МСУ-М	МСУ-С
Разрешающая способность в надире по направлению полета, км	1,7	0,142
вдоль строки, км	1,0	0,240
Полоса захвата, км	1930	1380
Спектральные диапазоны, мкм	0,5—0,6; 0,6—0,7; 0,7—0,8; 0,8—1,1	0,6—0,7 0,7—1,0

Рис. 5.4. Принципиальная блок-схема телевизионной системы метеорологического спутника Земли.

Бортовая аппаратура: 1 — объектив; 2 — сканирующий телефотометр; 3 — первичный преобразователь данных высоты Солнца и ориентации спутника в пространстве; 4 — устройства усиления и преобразования (ТВ) сигнала; 5 — устройство промежуточного запоминания информации на борту спутника; 6 — устройство регистрации моментов съемки и функционирования бортовой ТВ аппаратуры; 7 — радиопередатчик; 8 — устройство управления и контроля работы бортовой аппаратуры; 9 — радиоприемник и передатчик.

Наземная аппаратура: 10 — радиоприемник и передатчик; 11 — устройство контроля и программирования работы бортовой аппаратуры; 12 — радиоприемник; 13 — устройства усиления и преобразования сигнала; 14 — устройство промежуточного запоминания информации; 15 — светозлектрический преобразователь; 16 — фоторегистрирующее устройство; 17 — устройство фотохимической обработки; 18 — устройства контроля и настройки наземной аппаратуры.



Основной поток научных данных принимается на пунктах приема информации.

Аналогичная система, работающая в видимом и инфракрасном диапазонах, установлена на спутниках серии ТАЙРОС-Н (США). Для получения изображений на спутниках ТАЙРОС-Н установлен усовершенствованный радиометр очень высокого разрешения, который обеспечивает получение информации в четырех спектральных диапазонах: 0,55—0,9; 0,72—1,1; 3,55—3,93; 10,5—11,5 мкм. Сканирование производится в пределах $\pm 54^\circ$ при высоте съемки 850 км и ширине полосы съемки около 3000 км, причем сканирование равномерное по углу при частоте 6 Гц. Разрешение снимков 1,1 км на местности. Данные передаются в цифровой форме на частоте около 1,7 ГГц. В режиме непосредственно передачи АПТ передаются на освещенной части орбиты данные I и IV каналов, а на неосвещенной — III и IV. Однако такая информация может приниматься только специальными приемными пунктами. Возможность приема информации широкой сетью метеорологических спутниковых станций обеспечивается путем одновременной передачи изображений на частоте 137 МГц. При этом бортовой компьютер обрабатывает информацию таким образом, что получается изображение с квазипостоянным разрешением и без перспективных искажений. Это достигается различным усреднением

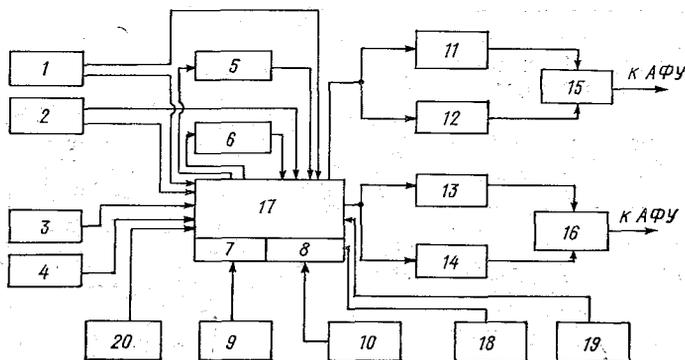


Рис. 5.5. Функциональная блок-схема радиотелевизионного комплекса экспериментального спутника «Метеор».

1 и 2 — четырехзональные оптико-механические сканирующие устройства малого разрешения (МСУ-М); 3 и 4 — двухзональные оптико-механические сканирующие устройства (двухканальные) среднего разрешения (МСУ-С); 5 и 6 — запоминающие устройства (устройства магнитной регистрации); 7 и 8 — синхронизаторы; 9 и 10 — задающие генераторы; 11 и 12 — передающие радиостанции (передающие устройства дециметрового диапазона); 13 и 14 — передающие устройства (радиодатчики метрового диапазона); 15 и 16 — антенные переключатели; 17 — автоматическое устройство управления (АФУ) спутника; 18 и 19 — устройства отображения; 20 — программно-командное устройство.

элементов разрешения по строке — от четырех элементов в подспутниковой зоне до одного элемента на краю снимка. После такой обработки информация преобразуется из цифровой в аналоговую форму.

Чтобы получить скорость 120 строк в минуту, передается только каждая третья строка из 360 строк в минуту. В результате разрешения снимков, принимаемых автономным пунктом приема информации, равняется примерно 4 км как по строке, так и по кадру.

При линейной связи между тоном ИК изображения и амплитудой сигнала 16 оттенков серого тона охватывают реальный диапазон температуры подстилающей поверхности, не превышающий 30—40 °С. Это обеспечивает получение качественных инфракрасных снимков.

Сравнительные характеристики бортовой аппаратуры, работающей в режиме непосредственной передачи советских и американских МСЗ, приведены в табл. 5.1.

5.1.2. Инфракрасная научная аппаратура

В инфракрасном диапазоне спектра работают системы, которые производят измерения в определенных участках спектра или в полосах поглощения отдельных газов.

Для обнаружения и прослеживания облачности на теневой стороне Земли (а также на освещенной стороне) широкое применение получила система, работающая в участке спектра 8—12 мкм. Она используется на советских МСЗ для получения инфракрасных изображений, для определения температуры подстилающей поверхности и высоты верхней границы облачности.

Яркость (тон) изображения какого-либо объекта на ИК снимке определяется главным образом температурой излучающей поверхности. В этом участке спектра уходящая тепловая радиация наиболее близка к собственному тепловому излучению земной поверхности и облаков. Инфракрасная аппаратура работает в двух режимах: ЗИ и НП.

При получении космических изображений в этой области спектра, используется инфракрасная система, аналогичная системе, работающей в видимом диапазоне (см. рис. 5.4).

Инфракрасный радиометр. Принципиальная оптическая схема ИК радиометра представлена на рис. 5.6. Роль входного окна радиометра выполняет интерференционный фильтр, обеспечивающий выделение рабочего спектрального интервала 8—12 мкм. Периодически, когда сканирующее зеркало находится в крайних положениях, выдаются синхроимпульсы начала и конца строк. Для контроля чувствительности радиометра служит эталонная лампа накаливания, которая включается автономным устройством.

Задача измерения уходящей радиации решается по двухлуче-

Таблица 5.1

Характеристики бортовой аппаратуры, работающей в режиме непосредственной передачи в видимом и инфракрасном диапазонах спектра

Характеристика	„Метеор-2“	„Метеор-природа“	ТАЙРОС-Н, НОАА-6	Примечание
Вид информации	ТВ	ИК	ТВ, ИК	ТВ, ИК
Тип датчика	Сканирующий телефотометр	Сканирующий инфракрасный радиометр	Сканирующая четырехканальная аппаратура телевизионного типа	Сканирующий пятиканальный радиометр высокого разрешения
Спектральная чувствительность	0,5—0,7 мкм	8—12 мкм	Один из каналов: I канал 0,5—0,6 мкм II канал 0,6—0,7 мкм III канал 0,7—0,8 мкм IV канал 0,8—1,1 мкм	Любые два канала: I канал 0,55—0,9 мкм II канал 0,725—1,1 мкм III канал 3,55—3,93 мкм IV канал 10,5—11,5 мкм V канал 11,5—12,5 мкм
Угол сканирования земли	90°	103°	104,7°	110,8°
Направление сканирования	Справа—налево	Справа—налево	Справа—налево	Справа—налево
Закон сканирования	Равномерный по сфере	Равномерный по углу	Равномерный по сфере	Равномерный по углу
				Данные о включении спектральных каналов передаются во II или V части телеграммы FANAS Перспективные искажения устраняются бортовым компьютером.

вой схеме путем сравнения потоков излучения от Земли и из космоса, которые поступают в приемное устройство через различные входные отверстия. Через одно из входных отверстий (основное окно) на приемник лучистой энергии поступает излучение Земли и атмосферы, а через второе (опорное окно) — излучение космоса. Модулятор осуществляет переключение оптических каналов, посылая на чувствительную площадку болометра с помощью параболического зеркала попеременно то излучение Земли и атмосферы, то излучение космоса. В результате этого на выходе болометра вырабатывается переменное напряжение электрического сигнала, по частоте равное частоте модуляции, а по абсолютному значению пропорциональное интенсивности потоков излучения от Земли и из космоса $I_{З-а} - I_{К}$.

Поскольку излучением из космоса по сравнению с излучением, идущим от Земли, можно пренебречь, то значение сигнала характеризует интенсивность принятого от Земли уходящего излучения.

Переменное напряжение сигнала с приемного устройства поступает в усилительный тракт аппаратуры. Здесь формируется полный видеосигнал, включающий, кроме основного сигнала (измеряемого излучения), строчные синхроимпульсы, вырабатываемые при прохождении сканирующим зеркалом границ рабочего спектра обзора.

В научный комплекс МСЗ входит также сканирующая спектрометрическая аппаратура, работающая в диапазоне полос поглощения углекислого газа, предназначенная для решения задач термического зондирования атмосферы. Одним из видов такой аппаратуры является спектрометр-интерферометр.

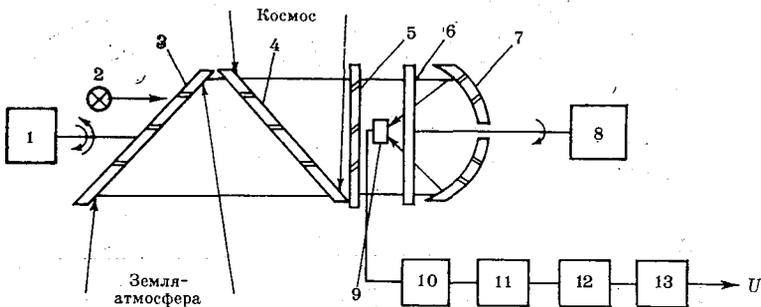


Рис. 5.6. Функциональная схема инфракрасного радиометра.

1 — автономный привод сканирования; 2 — эталонная лампа накаливания; 3 — сканирующее зеркало; 4 — неподвижный диск модулятора; 5 — интерференционный фильтр; 6 — подвижный диск модулятора; 7 — собирающее параболическое зеркало; 8 — автономный привод модулятора; 9 — приемник лучистой энергии (полупроводниковый болометр); 10 — предварительный усилитель; 11 — усилитель; 12 — детектор; 13 — фильтр низких частот.

Спектрометр-интерферометр (СИ аппарата) предназначен для дистанционного зондирования атмосферы в диапазоне 6,25—25,0 мкм. Он позволяет выполнять измерения потока излучения системы Земля—атмосфера. Аппаратура разработана в рамках программы «Интеркосмос» специалистами ГДР и нашей страны.

СИ аппарата представляет собой двухлучевой интерферометр Майкельсона. Прибор имеет спектральную разрешающую способность около 5 см^{-1} и пространственную разрешающую способность $36 \times 40 \text{ км}$.

Аппаратура состоит из четырех блоков: оптического с автономной пассивно-активной системой терморегулирования; электронного; двух магнитных накопителей.

Конструктивная схема спектрометра-интерферометра представлена на рис. 5.7.

СИ аппарата имеет обнаружительную способность, равную $0,13 \cdot 10^{-3} \text{ Вт}/(\text{м}^2 \cdot \text{ср} \cdot \text{см}^{-1})$.

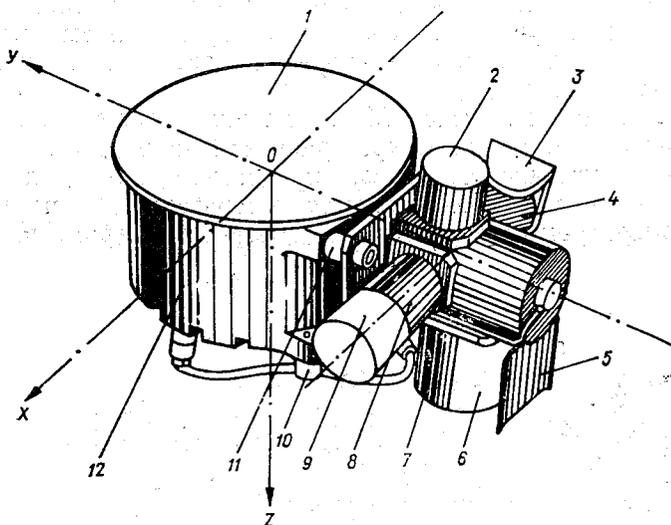


Рис. 5.7. Конструктивная схема спектрометра-интерферометра.

1 — радиатор оптического блока (ОБ); 2 — патрубок окна входного «Земля»; 3 — радиатор патрубка ИЧТ; 4 — патрубок имитатора черного тела (ИЧТ); 5 — неподвижный теплозащитный экран; 6 — радиатор корпуса двигателя сканирующего зеркала; 7 — корпус двигателя сканирующего зеркала; 8 — патрубок входного окна «Космос»; 9 — радиатор патрубка входного окна «Космос»; 10 — теплоизоляторы между ОБ и корпусом ИСЗ; 11 — теплоизоляторы между ОБ и блоком привода сканирующего зеркала; 12 — оптический блок. Штриховкой показана экранно-вакуумная теплоизоляция (ЭВТИ).

Измерение спектров излучения Земли в абсолютных энергетических единицах производится с помощью калибровки интерферометра по двум источникам с известным распределением энергии в спектре их излучения. Для этого в аппаратуре имеется имитатор абсолютно черного тела, температура которого стабилизируется на уровне $(293 \pm 0,01)$ К, а также входное окно, позволяющее регистрировать сигнал от космического пространства.

Управление различными режимами работы прибора (запись данных, воспроизведение, непосредственная передача), а также переключение на резервные блоки производится 12 командами, поступающими от командной радиолинии или от бортового программного устройства. Синхронизация работы СИ аппаратуры осуществляется сигналами высокостабильной частоты, поступающими от системы бортового единого времени. От этой системы поступают также минутные метки, номера которых используются для временной привязки СИ информации при ее наземной обработке с помощью ЭВМ.

5.1.3. Научная аппаратура, работающая в микроволновом диапазоне спектра

Научная аппаратура, производящая измерения в микроволновой области спектра, охватывает миллиметровый и сантиметровый участки радиодиапазона. Микроволновые измерения позволяют получать информацию об облачности и осадках, количественно определять содержание водяного пара и жидкокапельной воды в атмосфере. Данные измерений могут быть представлены в виде отдельных регистрограмм, пространственно-временных графиков или в отдельных диапазонах, например на длине 0,8 см в виде полутонного изображения.

Известно несколько способов измерения с МСЗ уходящего микроволнового излучения, среди них

— измерения в надир (многоканальные и на одной длине волны);

— поляризационные одноканальные измерения под некоторым углом к вертикали.

На метеорологических спутниках серии «Космос» измерения производились в четырех каналах: 0,8; 1,35; 3,4 и 8,5 см, на МСЗ серии «Метеор» — на длине волны 1,35 см. Поляризационные измерения ($\lambda = 0,8$ см) выполнялись на 18-м МСЗ «Метеор».

Микроволновый (СВЧ) радиометр представляет собой широкополосный высокочувствительный малошумящий приемник с антенной (рис. 5.8). Мощность шумового сигнала, собранного антенной и поступающего на вход радиометра, согласно приближению Рэлея — Джинса, удобно характеризовать антенной температурой T_a . Антенная температура зависит от распределения

радиоярких температур $T_{я}(\theta, \varphi)$ в пространстве, окружающем антенну, и от диаграммы направленности антенны $\sigma(\theta - \theta_0, \varphi - \varphi_0)$:

$$T_a = \iint T_{я}(\theta, \varphi) \sigma(\theta - \theta_0, \varphi - \varphi_0) d\theta d\varphi, \quad (5.1)$$

где углы θ и φ дают положение электрической оси антенны.

Выходной сигнал радиометра линейно пропорционален мощности шума, которая складывается из мощности, принятой антенной, и из собственных шумов приемного устройства.

Основные трудности, связанные с надежным и точным измерением мощности входного сигнала (антенной температуры), обусловлены его очень малым уровнем и шумоподобным характером. Слабый сигнал должен быть выделен из собственных шумов приемника, уровень которых, характеризующий шумовой температурой $T_{ш}$, в большинстве практически важных случаев значительно выше, чем полезного сигнала.

Чтобы исключить шум приемника и свести к минимуму влияние флуктуаций коэффициента усиления, СВЧ радиометры конструируются по модуляционной схеме. Под воздействием модуляционного сигнала вход приемника с частотой F_M последовательно подключается к антенне, откуда поступает сигнал T_a , и к излучателю эталонной температуры $T_э$. После усиления, квадратичного и синхронного детектирования с частотой F_M выходной сигнал радиометра будет пропорционален разности $T_a + T_{ш} - (T_э + T_{ш}) = T_a - T_э$.

В радиометре всегда имеют место медленные флуктуации коэффициента усиления, дрейф нуля, изменение других характеристик со временем, что препятствует точному измерению интен-

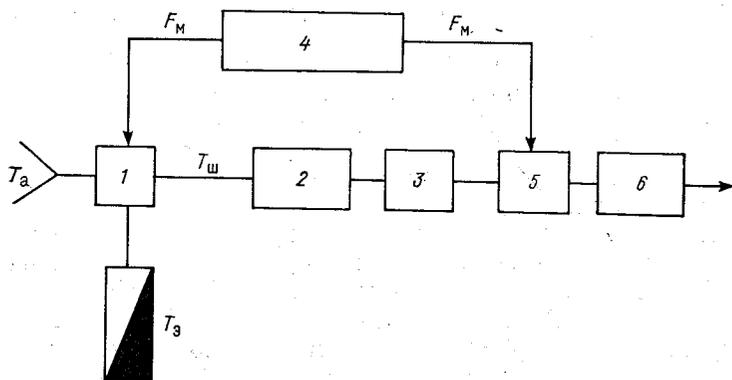


Рис. 5.8. Блок-схема модуляционного радиометра.

1 — модулятор; 2 — усилитель высокой частоты; 3 — детектор; 4 — синхронизатор; 5 — демодулятор; 6 — интегратор.

сивности входного излучения. Поэтому спутниковые СВЧ радиометры периодически калибруются путем последовательного подключения ко входу двух сигналов с известными шумовыми температурами $T_{\text{шт}}$ и $T_{\text{шх}}$.

Возможность получения информации из СВЧ измерений зависит от пороговой (температурной) чувствительности радиометра. Чувствительность определяется как минимальное изменение антенной температуры ΔT_a , которое может быть зарегистрировано приемным устройством. В этом случае отношение «сигнала» к шуму равно единице. Чем меньше шумы приемника $T_{\text{ш}}$, тем лучше (выше) порог чувствительности. Чувствительность также обратно пропорциональна корню квадратному из произведения двух других параметров: ширины полосы пропускания до детектора (на высокой частоте) ΔL и времени интегрирования τ , на протяжении которого принимаемая энергия усредняется. Таким образом,

$$T_a = T_c / \sqrt{\Delta L \tau}, \quad (5.2)$$

где T_c — шумовая температура всей системы (шумы приемника плюс антенная температура). В спутниковых СВЧ радиометрах ширина полосы пропускания составляет от нескольких десятков до нескольких сотен мегагерц.

Важной характеристикой микроволновой аппаратуры является пространственная разрешающая способность, которая определяется шириной диаграммы направленности антенны в двух ортогональных плоскостях, углом визирования и высотой орбиты спутника.

Угловое разрешение антенн спутниковых СВЧ радиометров определяется телесным углом главного лепестка диаграммы направленности (шириной луча на уровне половинной мощности):

$$\Omega_a = \lambda^2 / S_{\text{эф}}, \quad (5.3)$$

где $S_{\text{эф}}$ — эффективная площадь антенны.

Эффективная площадь антенны составляет 0,6—0,9 от ее геометрической площади из-за неравномерного облучения апертуры.

При наблюдении Земли в надир с высоты H площадь поперечного сечения главного лепестка диаграммы направленности (площадь элемента разрешения) составит

$$A \approx \frac{\lambda^2}{S_{\text{эф}}} H^2.$$

Так, например, при $S_{\text{эф}} = 1 \text{ м}^2$ и высоте орбиты спутника $H = 600 \text{ км}$ площадь элемента разрешения $A \approx 420 \text{ км}^2$ при измерении на $\lambda = 3,4 \text{ см}$ и 25 км^2 при измерении на $\lambda = 0,8 \text{ см}$.

Линейные размеры элемента разрешения могут быть найдены, исходя из значений ширины диаграммы направленности

антенны на уровне половинной мощности в двух ортогональных плоскостях. В большинстве случаев на спутниках используются рупорные и параболические антенны, для которых эти значения примерно равны. Для параболических антенн диаметром D

$$\Delta\varphi_{0,5} \approx 1,2 \frac{\lambda}{D}.$$

При наблюдении в надиr элемент разрешения по форме будет близок к кругу, а при зондировании под углом — к эллипсу (пересечение конуса (главного лепестка диаграммы направленности) с шаром).

Коэффициентом рассеяния антенны β называется доля энергии, принимаемая антенной за пределами главного лепестка диаграммы направленности от полной энергии, получаемой антенной, при условии изотропного распределения радиоярких температур в окружающем пространстве. При больших β значительная доля энергии проходит вне главного лепестка — от тех элементов разрешения, на которые не ориентирована электрическая ось антенны, что, естественно, серьезно затрудняет обработку и интерпретацию результатов измерений.

Моделируя диаграмму направленности антенны в виде пространственного конического главного луча и изотропного сферического тела в остальной области пространства, выражение для антенной температуры можно записать в виде

$$T_a = T_{\text{я}}(1 - \beta) + T_{\text{яи}}\beta,$$

где $T_{\text{я}}$ — яркостная температура, принимаемая главным лепестком диаграммы направленности антенны; $T_{\text{яи}}$ — яркостная температура, усредненная по изотропной части диаграммы направленности.

Если учесть потери в элементах антенно-фидерного тракта и обусловленное этими потерями тепловое излучение, то антенная температура окажется связанной с радиояркой несколько более сложным образом

$$T_a = [T_{\text{я}}(1 - \beta) + \bar{T}_{\text{яи}}\beta]\eta + (1 - \eta)T_0,$$

где η — коэффициент полезного действия антенно-фидерного тракта (отношение мощности сигнала на выходе реальной антенны к мощности сигнала на выходе идеальной, без потерь, антенны); T_0 — кинетическая температура антенно-фидерного тракта.

Наземные измерения параметров антенны, калибровка радиометра в полете и передаваемые по каналам телеметрии сведения о температурном режиме аппаратуры дают возможность из результатов измерений антенных температур найти значения $T_{\text{я}}$, которые и используются для количественной оценки гидрометеорологических характеристик. Примерно такой же комплекс микроволновой аппаратуры установлен на американских МСЗ.

5.1.4. Перспективы развития спутниковых измерений

Исследования последних лет указывают на перспективность микроволновой дистанционной индикации облачности и подстилающей поверхности. Измерения в СВЧ области спектра существенно дополняют информацию об облачности и позволяют получить ряд важнейших характеристик, необходимых для анализа и прогноза погоды. Всепогодность микроволновых измерений, а также возможность получения как изображений, так и количественной информации в этом диапазоне волн определяют одно из направлений развития спутниковых измерений.

Перспективно получение научной информации на основе использования средств активной радиолокации. Опыт установки радиолокационных станций бокового обзора на МСЗ свидетельствует о больших информативных возможностях средств активной радиолокации. Изображения, получаемые в этом случае, имеют существенно большее пространственное разрешение, что особенно важно при излучении ледовых условий в районах Арктики и Антарктики, а также при исследовании свойств подстилающей поверхности и природных образований. Несмотря на серьезные технические трудности в реализации активной радиолокации на спутниках, в настоящее время успешно ведутся работы в этом направлении.

Определенные перспективы имеет использование лазеров, установленных на метеорологических спутниках для зондирования атмосферы и подстилающей поверхности Земли. Преимуществом такого зондирования является возможность исследования различных метеорологических элементов атмосферы в планетарном масштабе. При этом дистанции зондирования при прочих равных условиях заметно возрастают, поскольку энергия импульса практически не затухает в ближнем космосе. С борта метеорологического спутника открывается возможность зондирования различных параметров верхних слоев атмосферы.

При зондировании атмосферы из космоса возможно определение верхней границы облаков и исследование ее изменчивости. При безоблачной атмосфере зондирование может быть произведено вплоть до поверхности Земли. По изменению формы импульса излучения оптического квантового генератора можно получить информацию о состоянии морской поверхности при использовании бортового лазерного локалятора. Поскольку вид поверхности моря коррелирует (за исключением случаев сильно развитой зыби) с мгновенными значениями скорости и направления ветра, можно определить параметры ветра над морем лидаром, установленным на МСЗ.

Отметим ряд особенностей и преимуществ использования лазерных локаторов на МСЗ:

- большая помехоустойчивость, которая обеспечивается высокой направленностью и монохроматичностью излучения;
- повышенная разрешающая способность, точность определения угловых координат обнаруживаемых объектов;
- высокая направленность излучения оптического квантового генератора и большая концентрация энергии в его луче, обеспечиваемая лазерными системами локации;
- доплеровский сдвиг частоты, позволяющий получить чрезвычайно большую точность в измерении скорости подвижных объектов, таких как облачность и др.

Использование лазеров на МСЗ перспективно с точки зрения обнаружения различных загрязнений в воздухе и измерения их концентраций. Так, В. Е. Зуевым предлагается комбинированная оптическая схема, позволяющая производить измерения на резонансном обратном рассеянии и поглощении. С помощью схемы обратного рассеяния можно обнаружить загрязнения, а с помощью метода поглощения определить интегральную концентрацию загрязнений.

5.2. КОМПЛЕКС СЛУЖЕБНОЙ АППАРАТУРЫ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО СПУТНИКА

В комплекс служебной аппаратуры спутника входят: система управления движением, радиотелеметрическая система, система энергоснабжения, бортовая система управления, система терморегулирования.

5.2.1. Система управления движением

После выхода спутника на орбиту включается система стабилизации и ориентации. При отсутствии этой системы спутник совершает сложное вращательное движение типа «кувыркания». Подобное движение может быть вызвано действием аэродинамических, гравитационных, магнитных, радиационных сил. Задачей системы ориентации и стабилизации в орбитальном полете является стабилизация положения на орбите и ориентация спутника в нужном направлении.

Под *стабилизацией* спутника понимается сохранение заданного положения ИСЗ в пространстве.

Система *ориентации*, как правило, осуществляет совмещение системы координат, связанной с корпусом МСЗ или прибором, установленным на борту спутника, с внешней системой координат. Например, в режиме стабилизированного полета спутники «Метеор» постоянно ориентируются на Землю таким образом, что одна из осей корпуса (ось Z) всегда направлена к Земле по местной

вертикали, вторая (ось X) — по заданному курсу (векторы скорости) и третья (ось Y) — перпендикулярно плоскости орбиты. Условие стабильной ориентации спутника по отношению к Земле и по курсу является основой для производства метеорологических наблюдений непосредственно под спутником. В этом случае выдерживается непрерывный режим наблюдений и обеспечивается получение сравнимых данных вдоль трассы полета. Трехосная ориентация спутников относительно Земли в значительной мере упрощает привязку результатов наблюдений к местности.

Методы создания управляющих моментов системы ориентации и стабилизации спутника разделяются на пассивные, активные и комбинированные. Пассивная ориентация отличается от активной тем, что в первой для создания управляющих моментов не требуется бортового источника энергии. Комбинированная система объединяет первые две.

Пассивные методы стабилизации. Наиболее простым способом пассивной стабилизации и ориентации является сообщение спутнику вращения вдоль оси симметрии. Благодаря гироскопическому эффекту ось спутника, несмотря на возмущения, будет стремиться сохранить свое направление неизменным относительно звезд. Стабилизация вращением получила широкое применение на американских метеорологических спутниках серии ТАЙРОС и ЭССА. Луч зрения телевизионной камеры, установленной на этих МСЗ, совпадает с осью вращения спутника и благодаря этому остается в плоскости орбиты спутника, но «видит» Землю под непрерывно меняющимся углом.

В последнее время все шире применяется пассивный метод ориентации спутника по вертикали, основанный на существовании градиента гравитации. Спутник вытянутой формы стремится повернуться вокруг своего центра масс таким образом, чтобы его ось расположилась вертикально. Это происходит оттого, что конец спутника, более удаленный от Земли, притягивается Землей слабее, чем менее удаленный. Если при выводе спутника на орбиту сообщить ему медленное вращение, при котором он будет делать один оборот вокруг центра масс за время одного полного витка, то спутник будет двигаться вокруг Земли, располагаясь по вертикали.

Так как реальные спутники обычно не имеют вытянутой формы, то их снабжают складной штангой длиной в несколько метров (или даже десятков метров) с массой на конце. Штанга разворачивается в космосе вдоль оси, проходящей через центр масс Земли и спутника. Штанга снабжается пружиной для гашения колебаний.

К числу пассивных методов относится аэродинамическая стабилизация, при которой продольная ось спутника может быть ориентирована в направлении его полета за счет расположения в хвостовой части спутника стабилизатора, обладающего большей

«парусностью», чем сам спутник. Системой аэродинамической стабилизации был снабжен советский спутник «Космос-149».

Активные методы стабилизации. При активной стабилизации управление угловым положением МСЗ осуществляется с помощью различных систем: 1) системы стабилизации с использованием двигателей-маховиков; 2) импульсной системы стабилизации с реактивными двигателями; 3) системы с моментным магнитоприводом и других. На метеорологических спутниках чаще применяются первые две системы стабилизации и ориентации.

Стабилизация с помощью двигателей-маховиков была использована на метеорологических спутниках серии «Космос». В качестве исполнительного органа системы ориентации корпуса (контейнера с приборами) применялись три электродвигателя-маховика. Вращение маховика электромотором вызывает поворот спутника вокруг оси маховика в противоположном направлении со скоростью, обратно пропорциональной отношению масс маховика и спутника в целом. Имея взаимно перпендикулярные оси вращения, три маховика управляют движением корпуса спутника относительно центра масс. Для начального успокоения и сброса кинетического момента, накапливаемого двигателями-маховиками в процессе орбитального полета, используются электромагниты, взаимодействующие с магнитным полем Земли. Чувствительными элементами в этой системе ориентации служат датчик инфракрасного горизонта, реагирующий на угловые отклонения вертикальной оси корпуса от направления инфракрасной вертикали, и датчик курса, реагирующий на отклонение продольной оси корпуса от направления вектора скорости.

Импульсная система стабилизации с реактивными двигателями. Эта система была испытана и принята для ориентации спутников серии «Метеор». Для импульсной системы обычно используется не менее трех реактивных двигателей, направления реакций которых взаимно перпендикулярны.

На метеорологических спутниках «Метеор», ТАЙРОС-Н и др. используется две автономные системы, одна для ориентации корпуса (контейнера с прибором), другая для ориентации солнечных батарей.

Отличительной особенностью автономной системы ориентации корпуса является то, что она не требует вмешательства наземного комплекса для коррекции орбиты. Системы ориентации по Солнцу имеют датчики грубой ориентации, обладающие широким углом зрения и обеспечивающие первоначальный поиск и захват Солнца, и датчики точной ориентации, имеющие узкий угол зрения и позволяющие осуществлять ориентацию спутника (или его систем) по Солнцу с высокой точностью. Точность ориентации спутников может достигать 3° .

5.2.2. Радиотелеметрическая система

Измерения, которые производятся на метеорологических спутниках, могут быть разделены на две группы. Первая — основная группа — это производимый научной аппаратурой спутника комплекс измерений, которые могут передаваться одновременно с измерениями или предварительно регистрироваться запоминающим устройством на борту спутника, а затем по команде с Земли передаваться в радиоканал. Вторая группа измерений связана с контролем работы бортовой аппаратуры.

Результаты измерений передаются по радиолинии на Землю, где они регистрируются и обрабатываются. Комплекс бортовой измерительной аппаратуры и устройств для передачи на Землю, регистрации и обработки результатов измерений называется космической радиотелеметрической системой. Главной особенностью этих систем является то, что сообщения должны передаваться на очень большие расстояния с помощью надежной и легкой бортовой аппаратуры, потребляющей мало энергии. Радиосистемы должны обеспечивать высокий коэффициент использования мощности, включать наземные приемные устройства высокой чувствительности и простую бортовую аппаратуру с малой эффективной мощностью передающего устройства.

Радиотелеметрическая система должна быть многоканальной, иметь высокую надежность и помехозащищенность.

Для передачи научной и служебной информации со спутников Земли большое значение имеет правильный выбор частоты радиоволн. При выборе частот для космических радиолиний учитываются следующие основные соображения:

1) выбранная частота должна обеспечивать на выходе радиолинии заданное отношение мощности сигнал/шум при возможно меньших габаритах, массе и потреблении питания передающего устройства;

2) взаимные помехи космических радиолиний между собой и с линиями других служб должны быть малы.

Для увеличения отношения сигнал/шум используют наземные приемные антенны с высокой эффективной поверхностью и приемные устройства высокой чувствительности.

Радиолинии Земля — МСЗ используют для передачи основных и дополнительных команд научной и служебной аппаратуре спутника. Радиолинии МСЗ — Земля предназначены для передачи всей информации, полученной научной аппаратурой метеорологического спутника. Так как научная аппаратура МСЗ может работать в режиме запоминания и режиме непосредственной передачи, то и информация на Землю передается в соответствии с этими режимами. В том случае, когда научная аппаратура работает в режиме ЗИ на борту спутника имеется специальное бортовое запоминающее устройство, которое позволяет накапливать науч-

ную информацию с одного или нескольких витков. Накопленная таким образом информация затем в ускоренном темпе передается на наземные пункты приема во время сеансов связи со спутником. Если, научная аппаратура работает в режиме непосредственной передачи, то по радиолинии МСЗ — Земля предусматривается передача результатов измерений в моменты их выполнения, тем самым обеспечивается возможность оперативного получения информации в любой точке земного шара. Наибольшее применение этот режим работы получил для передачи изображений в видимом и инфракрасном диапазонах спектра электромагнитных волн.

Принятые на Земле сигналы могут регистрироваться на киноплёнку, магнитную ленту, электронно-лучевые трубки с длительным хранением изображения на экране (скиатроны), на аппараты открытой записи с регистрацией на электрохимической бумаге и др.

5.2.3. Сбор и регистрация спутниковой информации

Для сбора и распространения спутниковой информации используются две схемы: централизованная и автономная.

Централизованная схема обеспечивает получение глобальной информации, т. е. всей информации, собранной со всех суточных витков спутника. Эта схема сбора и распространения информации осуществляется пунктами приема информации — ППИ. Расположение ППИ обеспечивает сбор глобальной метеорологической информации.

Автономная схема в отличие от централизованной предусматривает прямую передачу результатов измерений в моменты их выполнения потребителю. Информация в реальном масштабе времени принимается автономными пунктами приема информации (АППИ), которые могут быть стационарными или подвижными (установленными на шасси автомобиля или на судне). Они обеспечивают прием информации в любой точке земного шара.

В зависимости от схемы сбора научной информации на наземных пунктах приема используются различные методы ее регистрации.

При централизованной схеме сбора регистрация осуществляется на магнитную ленту с последующей обработкой на ЭВМ, при автономной — на фотопленку или фотобумагу.

К регистрирующей аппаратуре предъявляются определенные требования, которые могут быть сведены к следующему:

- высокая скорость и точность регистрации;
- наличие высокой разрешающей способности регистрирующего устройства;
- возможность получения экспресс-информации;
- простота эксплуатации.

В основу магнитной записи электрических сигналов положено свойство ферромагнитного тела намагничиваться при воздействии на него магнитного поля и сохранять остаточное намагничивание после удаления ферромагнитного тела из зоны действия тока.носителем записи может быть проволока или лента, перемещающаяся с постоянной скоростью под записывающей головкой. Скорость записи соответствует 1—2 м/с, при необходимости может быть увеличена до 8—10 м/с. Магнитная лента предполагает многократное ее использование; обладает большой емкостью при относительно небольших габаритах устройства, высокой скоростью записи и воспроизведения информации, простотой сопряжения устройств записи со входом ЭВМ обработки информации. Последнее свойство придает особую ценность магнитной записи и обуславливает ее преимущественное применение для регистрации телеметрической информации.

При фотографической регистрации запись сигналов научной информации производится на фотографическую пленку (или фотобумагу). В качестве регистратора может использоваться фототелеграфный аппарат с барабанной разверткой и записью принимаемого сигнала (изображения) на фотопленку (или фотобумагу), а в отдельных случаях — фотографическая регистрация с экрана устройства дисплейного типа или на магнитные носители для одновременного хранения.

Кроме фотографической и магнитной регистрации в телеметрии находят большое применение и другие методы, в которых используются различные электрофизические и электрохимические процессы, протекающие в носителе при воздействии электрического поля (или тока). В большинстве из приведенных методов в качестве носителя записи используется бумага, обработанная соответствующим образом.

5.2.4. Система электроснабжения спутника

Под системой электроснабжения понимается совокупность оборудования спутника, предназначенного для производства электрической энергии, передачи ее к потребителям и распределения ее между ними. Эта система содержит следующие элементы:

- источники электроэнергии — генераторы или энергоустановки,
- преобразователи электроэнергии (по роду тока и значению напряжения),
- электрические сети;
- коммутационную и контролирующую аппаратуру.

Система предназначена для электроснабжения всех основных и вспомогательных устройств спутника. Электроснабжение должно обладать целым рядом особых свойств, главными из которых являются: автономность, высокая надежность при отсутствии

дублирования, длительный срок непрерывной работы, способность работать при переменной нагрузке, малый удельный вес (вес на единицу мощности) и т. п.

На метеорологических спутниках могут использоваться три основных вида энергии — химическая, солнечная и ядерная.

Химические батареи. На спутниках серии ТАЙРОС-Н, «Нимбус» и других применяются герметичные никель-кадмиевые аккумуляторы, рассчитанные на длительный срок полета. Они работают в буферном режиме совместно с солнечной батареей. Выделяющиеся газы поглощаются активными веществами. Особенностью герметичных никель-кадмиевых аккумуляторов является их сильный разогрев в конце заряда. Разница температур внутри аккумулятора между началом и концом заряда при 5-часовом режиме достигает 10—15 °С. Это дает возможность в аккумуляторной батарее использовать термостатическое реле, обеспечивающее выключение зарядного тока при достижении аккумуляторами определенной температуры. Конструктивно аккумуляторы выполняются в трех формах: дисковые, цилиндрические и четырехугольные. Иногда на спутники могут устанавливаться серебряно-цинковые, серебряно-кадмиевые аккумуляторы.

Солнечные батареи. На спутниках солнечные батареи являются основным источником электропитания при полете МСЗ над освещенной частью Земли. Они представляют собой устройства, в которых происходит преобразование солнечной энергии в электрическую путем фотоэлектрического эффекта. Солнечные батареи собираются из фотоэлементов, соединенных между собой в последовательно-параллельные группы. Материалом стандартных солнечных элементов является монокристаллический полупроводниковый кремний с проводимостью типа n , который для создания ($p-n$)-перехода легируется бором (акцепторной примесью). Кремниевые солнечные элементы типа $p-n$ характеризуются невысоким коэффициентом полезного действия, составляющим 8—12 % и достигающим в отдельных случаях до 14—15 %.

Для повышенных мощностей (от 100—200 Вт и выше) применяют ориентированные батареи, изготавливаемые в виде плоских панелей. Панели батарей, обеспечивающие мощность менее 100—200 Вт, обычно устанавливаются на корпусе спутника. Такие батареи, например, были установлены на спутниках ТАЙРОС, ЭССА. Для увеличения выходной мощности батарей применяются специальные плоскостные концентраторы солнечной энергии и плоские рефлекторы. Они выполняются в виде различных конструкций, крепящихся к основному корпусу (контейнеру).

Атомные батареи. Атомный источник служит для преобразования энергии радиоактивного распада в электрическую. Электроны, испускаемые радиоактивным веществом, улавливаются коллектором (отрицательный электрод), изолированным от внешнего электрода. Между этими электродами образуется разность потен-

циалов (источники прямого преобразования). В источниках косвенного преобразования осуществляется промежуточное поглощение частиц ($p-n$)-перехода полупроводниковых веществ.

Напряжение в высоковольтных атомных батареях может достигать до 7000 В, ток в пределах 10^{-2} — 10^{-3} А (стронций-90), в низковольтных — напряжение 1 В, ток 20—40 мА (прометий-147).

Кроме рассмотренных источников электроэнергии, на спутниках находят применение магнитогидродинамические генераторы, термоэлектрические генераторы и др.

5.2.5. Бортовая система управления

Бортовая система выполняет важнейшие функции управления работой научной и служебной аппаратуры метеорологического спутника. Система является многофункциональным программно-временным управляющим устройством. Она обеспечивает прием и исполнение команд, передаваемых с Земли на спутник, поддерживает заданные режимы работы всех систем спутника, обеспечивает точную временную синхронизацию всех датчиков МСЗ.

Управление работой аппаратуры спутника может полностью осуществляться автоматическими устройствами, находящимися на борту МСЗ, или комбинированно с исполнением команд, передаваемых с Земли. В последние годы на ИСЗ для управления работой научного и служебного комплексов аппаратуры находят свое применение бортовые электронно-вычислительные машины (БЭВМ). Применение БЭВМ делает более гибким управление бортовым комплексом и позволяет решать задачи, связанные с первичной обработкой спутниковой информации.

5.2.6. Система терморегулирования спутника

Система терморегулирования предназначена для поддержания необходимого теплового режима МСЗ, находящегося на орбите. Постоянные температура, влажность в герметических отсеках спутника обеспечивают стабильную работу научных и вспомогательных систем.

Для поддержания необходимого теплового режима внутри спутника могут использоваться пассивные и активные способы терморегулирования. К пассивным способам относят: расположение приборов и оборудования; поглощение тепла, выделяемого внутри МСЗ, самими приборами, элементами конструкции, компонентами топлива; применение экранов от солнечной радиации; покрытие поверхности прибора специальным составом; выбор формы и ориентации аппарата в целом и т. п.

Сущность активных способов заключается в том, что для устранения перегрева оборудования обеспечивают отвод тепла за

пределы МСЗ с помощью газообразных или жидких теплоносителей, а для устранения переохлаждения — подвод тепловой энергии.

Глава 6. СОВЕТСКИЕ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ СПУТНИКИ

Впервые метеорологические измерения с искусственных спутников Земли были выполнены на третьем советском ИСЗ, запущенном 15 мая 1958 г. На этом спутнике была установлена специальная научная аппаратура для исследования высоких слоев атмосферы. Спутниковая аппаратура позволила, наряду с определением характеристик верхней атмосферы по торможению спутника и по диффузии паров натрия (искусственная комета), осуществить непосредственное измерение давления и плотности на различных высотах.

С 16 марта 1962 г. в Советском Союзе в соответствии с программой исследования космического пространства регулярно осуществляются запуски искусственных спутников Земли серии «Космос». Спутники «Космос», оснащенные различным оборудованием, выполняют широкую программу разнообразных исследований. Они, например, проводят обширные исследования околоземного космического пространства, электромагнитного излучения Солнца. С помощью спутников этой серии ведется регулярное изучение атмосферы и ионосферы, радиационных потоков и магнитного поля Земли, геомагнитных бурь и полярных сияний. С помощью спутников «Космос» были успешно решены многие задачи, связанные с изучением воздействия космической среды на элементы конструкции аппаратов, с отработкой их систем ориентации, электропитания, наземного комплексного приема информации и т. д.

В первом десятилетии космической эры в нашей стране были созданы спутниковые системы, которые впоследствии приобрели важное хозяйственное значение. Сейчас все большее внимание уделяется экономической эффективности этих систем и их практическому использованию.

6.1. МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКАЯ КОСМИЧЕСКАЯ СИСТЕМА «МЕТЕОР»

Подготовка к запуску метеорологических спутников относится к началу 60-х годов. В те годы в нашей стране был проведен обширный комплекс научно-исследовательских работ, связанных с созданием блоков, узлов и устройств метеорологического спутника.

25 июня 1966 г. впервые запущен метеорологический спутник («Космос-122»). Одной из задач спутника являлось испытание метеорологической аппаратуры, предназначенной для получения изображения облачности, снежного покрова и ледяных полей на освещенной и теневой сторонах Земли, а также для измерения потока уходящей радиации, отраженной и излученной системой Земля—атмосфера.

Надежная работа научной аппаратуры и спутника «Космос-122» в целом, а также наличие средств для обработки метеорологической информации позволили не только испытать во взаимодействии всю сложную систему спутник—пункт приема информации—прогностический центр, но и организовать опытное использование получаемых данных в оперативной службе погоды.

Уже первый опыт использования спутниковой информации в оперативной практике метеослужбы показал, что для успешного решения задачи прогноза погоды необходимо не менее двух раз в сутки проводить глобальные метеорологические наблюдения. При этом важно, чтобы сроки съема информации с помощью спутников совпадали с основными синоптическими сроками (3 и 15 ч) наземных наблюдений. Допустимая продолжительность циклов измерений для каждого срока около 3 ч, т. е. к данному синоптическому сроку могут быть отнесены наблюдения, начатые за 1,5 ч до него и законченные спустя 1,5 ч после него ($\pm 1,5$ ч). В крайних случаях допускается осуществление съема информации с помощью спутников к основным синоптическим срокам в интервале, не превышающем 6 ч (± 3 ч).

Выполненные с помощью спутника «Космос-122» исследования подтвердили правильность теоретических расчетов и определили возможность запуска нескольких метеорологических спутников с целью создания оперативной метеорологической космической системы.

Метеорологическая космическая система была создана в 1967 г. В состав ее вошли спутники «Космос-144» и «Космос-156», соответственно выведенные на орбиту 28 февраля и 27 апреля 1967 г. Эта система получила название «Метеор».

Спутник «Космос-144» был оборудован метеорологической аппаратурой, которая прошла испытание на МСЗ «Космос-122» (спутник «Космос-122» функционировал в течение четырех месяцев). При этом отдельные приборы и узлы подвергались дальнейшему совершенствованию.

Спутник представлял собой цилиндрический аппарат, состоящий из двух отсеков: верхнего — энергоаппаратного и нижнего — приборного. По обе стороны цилиндрического контейнера располагались панели солнечных батарей, которые раскрывались после отделения спутника от ракеты-носителя.

В приборном отсеке спутников «Космос-144» и «Космос-156» была установлена телевизионная, инфракрасная и актинометрическая аппаратура.

Система «Метеор» предназначена для регулярного сбора метеорологической информации, необходимой для оперативной работы службы погоды и научных исследований. Ее создание имело важное значение для изучения и отработки принципов построения постоянно действующей метеорологической системы, способной обеспечить регулярное получение широкого комплекса метеорологических данных в масштабе всей планеты с удовлетворением требований службы погоды в отношении точности, пространственного разрешения, периодичности, синхронности наблюдений и скорости доведения информации до заинтересованных в ней организаций.

С помощью каждого спутника этой системы за один оборот вокруг Земли было обеспечено получение информации об облачности с территории, составляющей около 8 %, а данных о радиационных потоках — приблизительно с 20 % поверхности земного шара. Взаимное расположение орбит МСЗ выбрано так, что наблюдения за погодой над каждым из районов земного шара производятся спутниками МКС с интервалом в 6 ч. Система из двух спутников позволила в течение суток получать метеорологическую информацию с половины поверхности нашей планеты. Первый опыт эксплуатации этой системы уже выявил положительные и отрицательные стороны рассматриваемой схемы. В настоящее время ведутся работы по совершенствованию схемы сбора и распространения спутниковой информации с целью повышения оперативности сбора и распространения спутниковой информации.

Дальнейшее развитие система «Метеор» получила с запуском спутника «Космос-184». Этот спутник был оборудован такими же приборами, как и его предшественники. В дальнейшем в состав системы «Метеор» поочередно, взамен выбывших из строя, вводились спутники «Космос-206» и «Космос-226».

26 марта 1969 г. в состав метеорологической космической системы вошел первый спутник серии «Метеор». В отличие от спутников «Космос» на этом спутнике была установлена более совершенная телевизионная система, обеспечивающая работу в режиме запоминания информации и режиме непосредственной передачи информации. Кроме того, на спутниках этой серии была установлена усовершенствованная система стабилизации и ориентации. Совершенствование научной аппаратуры спутника повлекло за собой разработку новых методик анализа метеорологической информации. Серия спутников «Метеор» была завершена запуском 1 апреля 1975 г. 21-го спутника, который был запущен на орбиту со средней высотой около 900 км, наклоном 81,2°.

Запуск спутников «Метеор» способствовал дальнейшему совершенствованию и созданию новой научной аппаратуры, системы

стабилизации и ориентации. Важным итогом работы является создание научной и практической основы для запуска метеорологического спутника второго поколения.

11 июля 1975 г. в соответствии с программой развития метеорологической космической системы в нашей стране начал запуск усовершенствованных метеорологических спутников второго поколения «Метеор-2».

6.2. МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ СПУТНИК «МЕТЕОР-2»

Спутники серии «Метеор-2» обладают более высокими техническими характеристиками по сравнению со спутниками первого поколения «Метеор». Они представляют собой герметически изолированную от внешней среды автоматическую космическую обсерваторию, снабженную сложным электротехническим, оптико-механическим и радиоэлектронным оборудованием (рис. 6.1).

Спутники запускаются на орбиты, близкие к круговым, высотой около 900 км. Угол наклона плоскости орбиты составляет $81,2^\circ$. Средний период обращения около 102,5 мин.

В составе метеорологической космической системы работают два спутника серии «Метеор-2», находящиеся на полярных орбитах, плоскости которых пересекаются под углом около 100° . Наличие на орбите двух спутников позволяет в течение суток дважды получать научную информацию с 70—80 % поверхности Земли.

Установленное на спутнике многофункциональное программно-временное устройство управляет работой бортовых метеорологических приборов и режимом работы аппаратуры, обеспечивающей передачу информации со спутника на наземные приемные пункты.

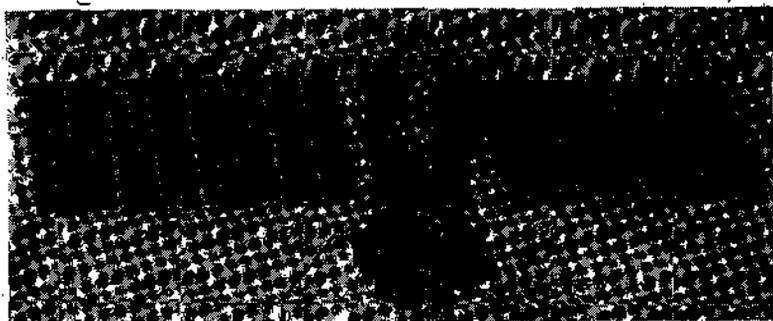


Рис. 6.1. Спутник «Метеор-2».

1 — экран системы терморегулирования; 2 — датчики системы ориентации солнечных батарей; 3 — панели солнечных батарей; 4 — корпус гермоотсека; 5 — приемно-передающие антенны; 6 — приборный отсек с научной аппаратурой.

На спутниках серии «Метеор-2» установлено два типа сканирующей аппаратуры, работающей в различных участках спектра: в видимом и инфракрасном. К первому типу относится аппаратура, работающая в участке спектра 0,5—0,7 мкм. Она предназначена для получения изображений облачности, ледяных и снежных полей и других видов подстилающей поверхности и включает два комплекта:

— сканирующую аппаратуру телевизионного типа с системой запоминания изображений на борту спутника, обеспечивающую разрешение на местности в надире 1³ км, ширину полосы обзора 2400 км и получение изображений различных районов земного шара 2—3 раза в сутки;

— сканирующий телефотометр, предназначенный для получения на оперативной основе региональных изображений о распределении облачности, т. е. для получения изображений непосредственно того района, где пролетает спутник и установлена аппаратура приема. Сканирующий телефотометр обеспечивает разрешение на местности 2 км и полосу обзора 2400 км. 3100

Второй тип аппаратуры обеспечивает обнаружение и прослеживание облачности на теневой стороне. Эта аппаратура работает в инфракрасном участке спектра 8—12 мкм. Сканирующий инфракрасный радиометр, представляющий эту аппаратуру, имеет разрешение на местности в надире 8 км и ширину полосы обзора 2600 км. Кроме того, в состав научной аппаратуры спутников серии «Метеор-2» входят:

— сканирующая инфракрасная аппаратура, предназначенная для определения температуры подстилающей поверхности и высоты верхней границы облачности (характеристики этой аппаратуры были даны выше);

— комплекс радиометрической аппаратуры, предназначенный для непрерывных наблюдений за потоками проникающих излучений в околоземном пространстве;

— сканирующая спектрометрическая аппаратура, работающая в диапазоне полос поглощения углекислого газа и предназначенная для решения задач термического зондирования атмосферы. Для решения задачи термического зондирования на спутнике установлен сканирующий многоканальный инфракрасный радиометр (спектральные диапазоны 11,10; 13,33; 13,70; 14,24; 14,43; 14,75; 15,02; 18,70 мкм). Ширина полосы обзора 1000 км, угловое разрешение 2°.

Научная аппаратура спутников серии «Метеор-2» работает в режиме запоминания и режиме непосредственной передачи. Для передачи изображений, полученных в видимом и инфракрасном участках спектра, используется режим непосредственной передачи снимков, тем самым обеспечивается возможность оперативного получения информации в любой точке земного шара.

Метеорологические спутники серии «Метеор-2» относятся к космическим объектам с активной системой ориентации корпуса. Автономная электромеханическая система обеспечивает постоянную ориентацию спутника относительно орбитальной системы координат и тем самым постоянное направление на Землю приемных устройств бортовой научной аппаратуры. Такая ориентация спутника существенно упрощает географическую привязку всех видов принимаемой информации при ее наземной обработке.

6.3. ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЙ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ СПУТНИК «МЕТЕОР»

Программа запуска экспериментальных спутников «Метеор» («Метеор-природа») осуществляется в целях усовершенствования существующей аппаратуры, создания новых методов дистанционных наблюдений в различных областях видимого, инфракрасного и микроволнового диапазонов спектра, а также разработки методов обработки и интерпретации спутниковых данных. Одновременно с выполнением указанной программы данная серия спутников «Метеор» обеспечивает решение следующих задач:

- получение многозональных снимков облачности и подстилающей поверхности над ограниченными районами;
- получение данных о пространственном распределении зон осадков и их интенсивности, об интегральной водности облаков, положении границ ледяного покрова и его сплоченности;
- получение данных об общем влагосодержании атмосферы;
- получение данных о температуре подстилающей поверхности;
- измерение отраженной радиации и ее поляризационных компонентов с целью определения фазового состава облаков;
- измерение интенсивности потоков корпускулярного излучения;
- измерение теплового излучения верхней атмосферы.

Запуск первого экспериментального спутника был осуществлен на квазиполярную орбиту высотой около 890 км 9 июля 1974 г. Начиная с третьего, спутники выводились на орбиту с высотой около 650 км и наклоном 98° . Вывод спутника на солнечно-синхронную (точнее квазисолнечно-синхронную) орбиту обеспечил:

- прием многозональной информации с аппаратуры, работающей в режиме непосредственной передачи, на всех трех пунктах приема информации (ППИ). Прием осуществлялся ежедневно почти в одно и то же среднее местное время — в период с 8 ч 30 мин до 12 ч 30 мин, т. е. в утренние часы, когда над районами съемки было наименьшее количество облачности конвек-

тивного происхождения.¹ Это расширяет возможности дешифрирования объектов подстилающей поверхности на снимках в интересах различных отраслей народного хозяйства. В ночное время прием информации с этих спутников на ППИ осуществляется также в одно и то же среднее местное время — в период с 20 до 24 ч.

Необходимо отметить, что сеансы приема информации от суток к суткам смещаются примерно на 20 мин (запаздывают), поскольку орбита их является квазисолнечно-синхронной. Вследствие этого почти через каждые пять суток происходит «переход» сеансов приема информации на более ранние витки (все сеансы смещаются на один виток), но среднее местное время сеансов приема информации на пунктах остается в тех же пределах. Территория, с которой снималась информация в каждый день предшествующей пятидневки, будет повторяться в дни последующей пятидневки;

— наличие почти одинаковых физических условий приема информации в течение длительного отрезка времени (сезона);

— прием многозональной и других видов информации с помощью спутников этой серии осуществляется ежедневно в течение всего периода их нормального функционирования;

— съем многоспектральной информации производится в утренние часы и на нисходящих витках, т. е. при полете спутника через зоны радиовидимости пунктов с северо-востока на юго-запад. В ночные часы информация снимается на восходящих витках, т. е. когда спутник пролетает с юго-востока на северо-запад. Такой порядок съема природно-ресурсной информации определяется выбором времени запуска спутников.

На спутниках этой серии в зависимости от научной программы устанавливалась следующая аппаратура:

— сканирующая четырехканальная аппаратура телевизионного типа малого разрешения. Спектральные интервалы 0,5—0,7; 0,6—0,7; 0,7—0,8 и 0,8—1,1 мкм. При высоте орбиты 650 км ширина полосы обзора 2000 км, разрешающая способность аппаратуры $1,0 \times 1,7$ км. Прием многозональной информации как в режиме непосредственной передачи, так и в режиме запоминания производится основными пунктами приема информации (четыре канала), прием информации с одного канала аппаратуры может быть осуществлен на АППИ;

— сканирующая двухканальная аппаратура телевизионного типа среднего разрешения. Спектральные интервалы 0,5—0,7 мкм, 0,7—1,0 мкм. При высоте орбиты 650 км ширина полосы обзора 1400 км, разрешающая способность $0,28 \times 0,28$ км. Назначение

¹ Это вызвано выбором времени запуска спутника, а также поворотом (прецессии) плоскости его орбиты почти синхронно с годовым движением Земли вокруг Солнца.

то же, что и у аппаратуры малого разрешения. Информация принимается только основными пунктами приема информации;

— трехканальный микроволновый радиометр, работающий на длинах волн 0,8; 1,35; 8,5 см. Канал 0,8 см — сканирующий, ширина полосы обзора 1000 км, разрешающая способность 24×30 км, предназначен для получения данных о пространственном распределении зон осадков и их интенсивности, об интегральной влажности облаков, положении границ ледяного покрова и его сплошности. Канал 1,35 см, ширина полосы обзора 1000 км, разрешающая способность 90×90 км, предназначен для получения данных об общем влагосодержании атмосферы. Канал 8,5 см, ширина полосы обзора 1000 км, разрешающая способность 100×100 км, предназначен для получения данных о температуре подстилающей поверхности. Ширина полосы обзора и разрешение всех каналов приведены для орбиты высотой 900 км;

— радиотеплолокационная поляризационная аппаратура, работающая на волне 0,8 см с угловым разрешением $2,5^\circ$ при двух ортогональных поляризациях. Полученные данные позволяют производить количественную оценку водозапада облаков, интенсивности осадков и фазового состава облаков. Аппаратура устанавливалась на 18-м МСЗ «Метеор»;

— сканирующий инфракрасный поляриметр, работающий в диапазонах 1,5—1,9 и 2,1—2,5 мкм, ширина полосы обзора 2200 км, угловое разрешение 3° . Предназначен для измерения отраженной радиации и ее поляризационных компонентов с целью

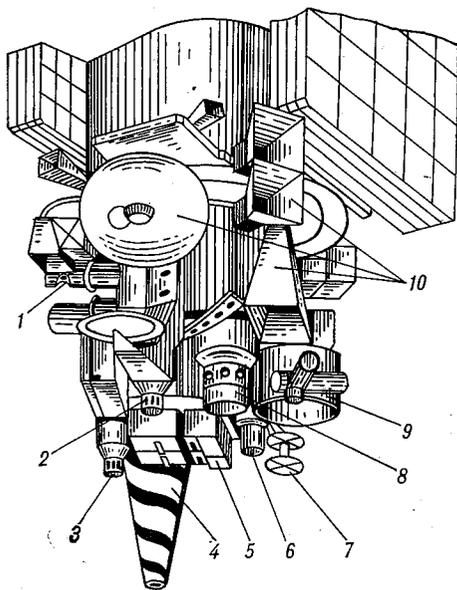


Рис. 6.2. Конструктивная схема приборного комплекса одного из экспериментальных спутников «Метеор».

1 — ИК аппаратура; 2 — построитель местной вертикали; 3 — экспериментальный образец построителя местной вертикали; 4 — совмещенная коническая антенна; 5 — радиотелевизионный комплекс; 6 — радиационнометрический комплекс; 7 — антенна дециметровых волн; 8 — блок радиационнометрического комплекса; 9 — СИ аппаратура; 10 — СВЧ аппаратура.

определения фазового состава облаков. Поляриметр устанавливался на 25-м МСЗ «Метеор»;

— четырехканальный спектрометр, работающий в диапазоне 0,3—30 кэв. Предназначен для измерения потоков корпускулярного излучения, воздействующего на верхнюю атмосферу;

— сканирующий инфракрасный радиометр наклонного зондирования, работающий в диапазоне 0,3—30 мкм. Предназначен для измерения теплового инфракрасного излучения верхней атмосферы;

— спектрометр-интерферометр, разработанный в ГДР, спектральные диапазоны 6,25—25,0 мкм, разрешающая способность 36×40 км. На основе полученных данных возможно определение вертикального профиля температуры и содержания в атмосфере водяного пара и озона.

На рис. 6.2 приведена конструктивная схема размещения приборов на одном из экспериментальных спутников «Метеор».

Программа, выполняемая с помощью экспериментальных спутников «Метеор», имеет своей целью не только отработку перспективной бортовой аппаратуры, разработку и дальнейшее совершенствование методов и средств дистанционного зондирования, но и получение в оперативном режиме многозональной спутниковой информации о состоянии природных ресурсов Земли и окружающей среды и обеспечение ею различных отраслей народного хозяйства.

6.4. НАЗЕМНЫЙ КОМПЛЕКС МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ КОСМИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ «МЕТЕОР»

Прием и регистрация спутниковой информации осуществляются наземным комплексом аппаратуры приема и обработки спутниковой информации. Различают два типа наземных комплексов:

— наземный комплекс, предназначенный для приема и регистрации информации, поступающей как в режиме запоминания, так и в режиме непосредственной передачи (пункты приема информации);

— наземный комплекс, предназначенный для приема информации только в режиме непосредственной передачи (автономные пункты приема информации).

Основная задача ППИ — прием, регистрация и обработка метеорологических данных, поступающих с МСЗ, передача обработанных данных в подразделения Госкомгидромета СССР и зарубежные страны для использования информации в службе погоды. Основная задача АППИ — прием и регистрация информации обзорного типа — космических изображений, полученных в видимом и инфракрасном участках спектра (рис. 6.3).

В состав наземного комплекса входят пункт управления (ПУ) спутниками системы «Метеор» и пункты приема метеорологической информации с МСЗ системы. Пункты приема информации размещены в трех городах СССР: Москве (главный), Новосибирске и Хабаровске. Такой выбор размещения обусловлен необходимостью обеспечения взаимного перекрытия их зон радиовидимости, а также получения общей радиовидимости всех трех ППИ, простирающейся по долготе с запада на восток на расстоянии, близкое к 160° . Это позволит осуществлять прием информации, снятой с помощью метеорологических спутников как со всей территории СССР без пропусков, так и с территории земного шара (примерно с 80 %) несколько раз в течение суток.

Приемные антенны ППИ вынесены в районы с меньшими промышленными помехами радиоприему. Такими районами выбраны для Москвы — г. Обнинск, для Новосибирска и Хабаровска — пригородные пункты, удаленные на 20—30 км.

Таким образом, аппаратура ППИ территориально размещается в двух пунктах:

— аппаратура для приема информации непосредственно с МСЗ — на выносных пунктах;

— аппаратура для обработки и анализа метеорологической информации — в Государственном научно-исследовательском центре изучения природных ресурсов (ГосНИЦИПР) и в региональных гидрометеорологических центрах (РГМЦ) Хабаровска и Новосибирска.

ГосНИЦИПР, являясь центром управления работой наземного комплекса системы «Метеор», обеспечивает сбор и полную обработку всей спутниковой информации, управляет работой средств наземного комплекса.

Схема приема и обработки информации наземным комплексом системы «Метеор» и сеть пунктов приема информации приведены на форзацах.

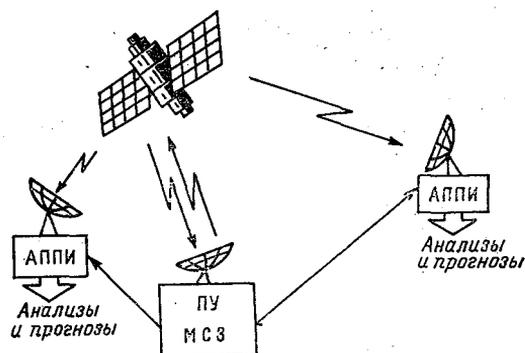


Рис. 6.3. Схема приема космических изображений со спутников системы «Метеор», работающих в режиме непосредственной передачи.

Наземный комплекс системы «Метеор» осуществляет:

- управление космической системой «Метеор»;
- контроль и корректировку орбит МСЗ;
- прием научной информации;
- прием телеметрической информации, необходимой для обработки метеоданных и контроля за работой систем МСЗ;
- обработку телевизионной, спектрометрической и инфракрасной информации;
- выдачу в соответствующие подразделения службы погоды и научно-исследовательские учреждения информации по мере ее обработки.

Ретрансляция и обмен информацией между пунктами приема может производиться по нескольким каналам связи.

ГосНИЦИПР обеспечивает:

- сбор необходимой спутниковой информации в глобальном масштабе, полученной и обработанной пунктами обработки ППИ, а также принимаемой на некоторых автономных пунктах приема информации (АППИ);
- составление глобальных карт с данными, полученными в синоптические сроки со спутников МКС «Метеор»;
- выдачу спутниковой метеорологической информации для представления и использования в прогностических органах Госкомгидромета СССР и других ведомств;
- международный обмен спутниковой метеорологической информацией по специальной программе.

Основными этапами обработки спутниковой метеорологической информации на ППИ являются:

- приведение полученной информации к виду, удобному (масштаб, проекции, формат) для оперативного применения подразделения службы погоды;
- представление спутниковой информации подразделениям службы погоды;
- подготовка всего объема получаемой спутниковой информации для архивации дальнейшего использования в научно-исследовательских целях.

Время обработки спутниковой обзорной информации составляет не более 2,5 ч.

В связи с тем что спутниковая метеоинформация используется как для решения оперативных задач, так и в научно-исследовательских целях, формы представления ее весьма разнообразны. Информация, получаемая в видимом, инфракрасном и микроволновом диапазонах, может представляться в виде:

- яркостного изображения на фотобумаге с нанесенной сеткой географических координат;
- цифровых данных, удобных для дальнейшего машинного использования в схеме численных прогнозов погоды;

- яркостного изображения, полученного с помощью ЭВМ, в масштабах и проекциях карт погоды;
- микрофильмов и фотомонтажей;
- отдельных фрагментов.

Для регистрации метеорологической информации с экспериментальных метеорологических спутников «Метеор» на пунктах приема используется специальная аппаратура. СИ информация принимается только на Московском (Обнинском) пункте и в г. Потсдаме (ГДР). Прием этой информации осуществляется специальными антенными системами, приемной и регистрирующей аппаратурой. Обработка СИ информации производится в СССР (ГосНИЦИПР) и ГДР.

АППИ принимают изображения в видимом и инфракрасном участках спектра, автоматически передаваемых с МСЗ на частоте около 137 МГц (для МСЗ «Метеор-2» — 137,30 МГц, для экспериментального «Метеора» — 137,15 МГц). АППИ также обеспечивает прием изображений с метеорологических спутников США, передающих информацию в автоматическом режиме (непосредственной передачи).

Автономные пункты оснащены упрощенным оборудованием. Основные требования, которые предъявляются к автономным пунктам приема, могут быть сведены к следующим:

- диапазон работы радиоприемной аппаратуры должен включать частоты 136—138 МГц;
- полоса пропускания приемника должна быть не более 60 кГц;
- необходимо иметь антенную схему с характеристиками, позволяющими осуществлять прием поляризованных по кругу волн;
- диаграмма направленности антенны должна иметь такую ширину, чтобы обеспечивался необходимый коэффициент усиления антенны и в то же время надежное сопровождение спутника по мере его перемещения;
- регистрирующим устройством аппаратуры должен быть фототелеграфный аппарат.

В качестве приемной антенны используется восьмивитковая спиральная антенна с коэффициентом усиления не менее 10 дБ для линейно-поляризованной волны и 12 дБ для волны, поляризованной по кругу. Антенна имеет ширину диаграммы направленности в пределах от 36 до 48°. Основные параметры антенны для приема информации, передаваемой с МСЗ на частоте 137 МГц, следующие: длина спирали 4240 мм, радиус спирали 340 мм, шаг спирали 530 мм, диаметр рефлектора 1750 мм, входное сопротивление 140 Ом.

В ряде приемных пунктов используются антенны из двух четырехвитковых спиральных элементов с плоским рефлектором эллиптической формы, имеющие большую ширину диаграммы направленности.

Антенный усилитель предназначен для компенсации потерь в высокочастотном кабеле и улучшения сигнал/шум всего приемного тракта. Обычно используется трехкаскадный высокочастотный антенный усилитель, который может быть построен на нувисторах, туннельных диодах, транзисторах или на электронных лампах. Усилитель устанавливается в непосредственной близости от антенны и поэтому его помещают в защитный кожух. Основные технические характеристики антенного усилителя следующие: ширина полосы пропускания 2—3 МГц на средней частоте 137 МГц, коэффициент усиления не менее 200 дБ и уровень шума около 4 дБ.

Для управления антенной используется специальный пульт, на котором смонтированы органы управления и соответствующие индикаторы углового положения антенны.

Приемное устройство состоит из радиоприемника, выполненного по супергетеродинной схеме с двойным преобразованием частоты, который должен иметь чувствительность не ниже 6 мкВ при коэффициенте шума не более 8 дБ. Полоса пропускания высокочастотного тракта не более 30 кГц. Используемые приемники обычно имеют автоматическую регулировку усиления и автоматическую регулировку частоты.

В качестве регистратора изображений, полученных в видимом и инфракрасном диапазонах, используется приемный фототелеграфный аппарат с барабанной разверткой и записью принимаемого изображения на фотопленку (фотобумагу). Аппарат предназначен для регистрации полутоновых изображений, текстовых материалов и цветных изображений с одноцветным воспроизведением на приеме. Для регистрации спутниковой информации используют аппарат со скоростью вращения барабана 120 об/мин (со спутников «Метеор») и скоростью 240 об/мин (со спутников НОАА). Конструкция барабана ФПБФ позволяет принимать изображения 200 × 300 мм, причем на фотобумагу — позитивное воспроизведение, а на фотопленку — негативное воспроизведение.

6.5. ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗВИТИЯ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ КОСМИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ В СССР

Основная задача современной спутниковой метеорологии — дальнейшее совершенствование спутниковых наблюдений, развитие метеорологических космических систем, способных обеспечить регулярное получение широкого комплекса метеорологических данных в масштабе всей планеты при удовлетворении требований службы погоды в отношении точности, периодичности, пространственного разрешения и синхронности наблюдений, а также скорости доведения информации до заинтересованных в ней организаций. Совершенствование МКС требует выполнения большого

объема теоретических, опытно-конструкторских и экспериментальных работ. От успешного решения этой задачи в первую очередь зависят перспективы использования спутников для целей метеорологии. Запуск в Советском Союзе спутников усовершенствованной метеорологической серии «Метеор» свидетельствует о том, что эта задача будет решена успешно.

Исследования показывают, что для метеорологических целей рационально использовать комплексную систему, состоящую из среднеорбитальных и высокоорбитальных спутников. В этой системе среднеорбитальные спутники позволяют получить более детальную метеорологическую информацию для отдельных районов земного шара, отражающую все виды структуры изображения. Высокоорбитальные спутники обеспечивают возможность получения обобщенной метеорологической информации в глобальном масштабе и ее непрерывный прием.

В настоящее время в нашей стране завершаются работы по созданию геостационарного метеорологического спутника. Он проектируется как ориентируемая по трем осям универсальная платформа для размещения набора информационной аппаратуры. Его технические характеристики обеспечат совместимость с международной системой геостационарных метеорологических спутников, в которой участвуют страны Западной Европы, Япония и США.

Аппаратура, установленная на геостационарном спутнике, будет решать задачи:

- получение данных о распределении облачности в экваториальных и умеренных широтах на освещенной и теневой сторонах Земли;

- получение данных о скорости и направлении ветра на 2—3 уровнях;

- сбор данных с наблюдательных платформ (в том числе международных);

- распространение изображений облачности, диагностических и прогностических карт погоды на региональной и международной основе.

На геостационарных спутниках будет установлена следующая аппаратура:

- сканирующая аппаратура телевизионного типа (видимый участок спектра), полоса обзора 60° с. ш.— 60° ю. ш., разрешение 1—2 км, обеспечит получение данных о распределении облачности в экваториальных и умеренных широтах в светлое время суток, а также получение данных о скорости и направлении ветра на 2—3 уровнях. Информация будет представляться в виде фотоснимков облачности экваториальных и умеренных широт;

- сканирующая инфракрасная аппаратура (в окне прозрачности 8—12 мкм), полоса обзора 60° с. ш.— 60° ю. ш., разрешение 5—8 км, обеспечит получение данных о распределении облачности в экваториальных и умеренных широтах на освещенной и теневой

сторонах Земли, а также получение данных о скорости и направлении ветра на 2—3 уровнях. Информация будет представляться в виде фотоснимков облачности экваториальных и умеренных широт;

— приемно-передающая радиоаппаратура обеспечит сбор данных с наблюдательных платформ, распространение изображений облачности, диагностических и прогностических карт погоды по факсимильным линиям связи на региональной основе. Передачи будут производиться 8 раз в сутки 30-минутными циклами.

Геостационарный метеорологический спутник планируется вывести приблизительно на 76° в. д.

Одновременно в нашей стране продолжается разработка экспериментальных спутников «Метеор» в целях усовершенствования существующей аппаратуры и создания новых методов дистанционных наблюдений в различных областях видимого, инфракрасного и микроволнового участков спектра.

Глава 7. МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ СПУТНИКИ ЗАРУБЕЖНЫХ СТРАН

Опыт развития спутниковой метеорологии в СССР, США и других странах, свидетельствует о больших возможностях наблюдений из космоса. Созданная в последние годы, глобальная метеорологическая спутниковая система существенно дополняет возможности получения данных, необходимых для прогноза погоды. Запуски МСЗ в ряде зарубежных стран способствуют дальнейшему развитию глобальных космических наблюдений.

7.1. МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ СПУТНИКИ США

Первые опыты метеорологических исследований с помощью спутников в США были начаты в 1959 г. На спутнике «Авангард-2» был осуществлен первый эксперимент по исследованию планетарного распределения облачности.

13 октября 1959 г. был запущен спутник «Эксплорер-7». Основная цель запуска — осуществление комплекса геофизических и других исследований. На спутнике было установлено пять приемников радиации для измерения уходящего длинноволнового излучения системы Земля—атмосфера. Полученная первая информация со спутников не разрешала всех проблем, которые возлагались на эксперимент. Однако стала очевидной актуальность исследований, связанных с получением регулярной информации о распределении облачности и радиационных составляющих баланса в глобальном масштабе.

7.1.1. Метеорологическая космическая система ТОС. (НОАА)

Создание метеорологической космической системы ТОС было подготовлено запуском научно-исследовательской серии спутников ТАЙРОС.

В течение 1960—1965 гг. в США была осуществлена программа запуска десяти научно-исследовательских спутников серии ТАЙРОС.

Спутник ТАЙРОС. Цель запуска спутников — проведение программы научных исследований, необходимых для отработки специальной метеорологической аппаратуры, методики наблюдений и обработки данных, отработки схемы работы наземного комплекса. На спутниках ТАЙРОС была испытана автоматическая система передачи изображений, которая в дальнейшем вошла в состав метеорологической аппаратуры спутников различных серий. Запуски спутников серии ТАЙРОС позволили накопить опыт метеорологических наблюдений с МСЗ и подготовили необходимые условия для создания в США метеорологической космической системы наблюдений.

Бортовое оборудование МСЗ типа ТАЙРОС обеспечивало: измерение, формирование изображений и передачу их в виде сигналов на наземные станции (ТВ система); измерение теплового излучения; пространственную ориентацию и динамическое управление; управление работой бортовой аппаратуры и передачу телеметрических данных и др.

Спутник ЭССА. В период 1966 по 1969 г. было запущено девять спутников серии ЭССА. Их запуск связан с созданием метеорологической космической системы ТОС. Спутники ЭССА были оснащены более совершенной аппаратурой, по своему внешнему виду и устройству напоминают спутник ТАЙРОС. Они выполнены в форме 18-гранной призмы (диаметр описанной окружности около 105 см, высота 57 см). После вывода на орбиту ось вращения спутника ориентировалась перпендикулярно плоскости орбиты, в результате чего движение спутника становилось подобным качению колеса вдоль орбиты. При этом из двух ТВ камер, установленных в контейнере под углом 26° к вертикали (одна к востоку, другая к западу) и «смотрящих» в противоположные стороны, одна всегда направлена в сторону земной поверхности.

Спутники запускались на квазикруговые орбиты, близкие к полярным, со средней высотой 1400 км. На борту МСЗ устанавливалась следующая аппаратура:

- две ТВ камеры с автоматической передачей изображения (АПТ) или две ТВ камеры на усовершенствованных видекодах;
- система стабилизации и ориентации на орбите;
- программное устройство;
- аппаратура для измерения теплового баланса Земли.

Питание аппаратуры спутника осуществлялось от солнечных элементов с ($n-p$)-переходом в никель-кадмиевой аккумуляторной батарее. Размер одного элемента 1×2 см. Всего на поверхности корпуса спутника размещалось до 10 000 солнечных элементов.

Спутник НОАА. Этот спутник является метеорологическим спутником второго поколения. По программе Национального управления по исследованию океана и атмосферы (НОАА) предусматривался запуск шести спутников этой серии.

Первый спутник системы НОАА был запущен на орбиту в январе 1970 г. Этот спутник был предназначен для получения глобальной и региональной метеорологической информации с целью ее использования в оперативной службе погоды. На орбиту спутника (НОАА-5) устанавливались: радиометр для получения данных, необходимых для восстановления вертикального профиля температуры; сканирующий радиометр, работающий в видимом (0,5—0,7 мкм) и ИК (10,5—12,5 мкм) диапазонах и предназначенный для регистрации температуры излучающих поверхностей, радиометр с высокой разрешающей способностью и др.

Спутник ТАИРОС-Н. Спутники этой системы представляют третье поколение МСЗ. Они вошли в состав системы ТОС (НОАА): ТАИРОС-Н предназначен для комплексного получения метеорологических данных из космоса, а также сбора этих данных от измерительных «платформ»: шаров-зондов (аэростатов) автоматиче-

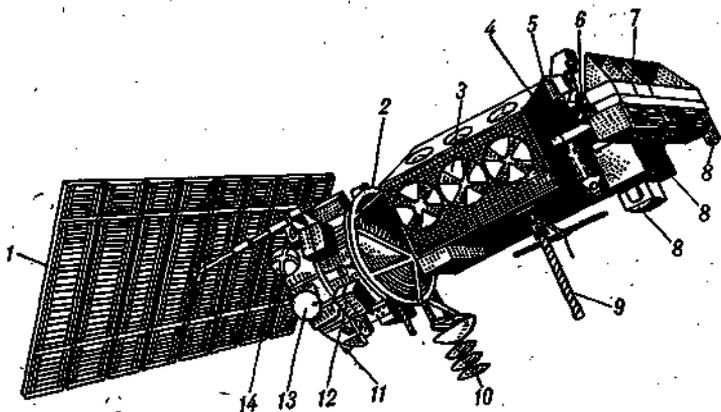


Рис. 7.1. Общий вид спутника НОАА-А (ТАИРОС-Н).

1 — поворотная панель солнечных батарей; 2 — антенна; 3 — жалюзи системы терморегулирования; 4 — датчики направления на Землю; 5 — комплект приборов для регистрации энергетических частиц; 6 — солнечный датчик; 7 — инерциальный измерительный блок; 8 — радиометры; 9 — приемная антенна системы «Аргос»; 10 — передающая антенна системы «Аргос»; 11 — блок микродвигателей; 12 — батареи; 13 — бачок с гидразином; 14 — баллон со сжатым азотом.

ских станций, находящихся на суше, и океанологических буйев. МСЗ ТАЙРОС-Н оснащены системой, позволяющей собирать обширную информацию с различных систем на суше, море и в атмосфере. Планируется изготовление восьми спутников этого типа (ТАЙРОС-Н). Расчетная продолжительность их активного существования два года. Спутники ТАЙРОС-Н создали эксплуатационную систему, в которой одновременно будут работать два спутника. Предполагается, что эти спутники обеспечат функционирование системы по крайней мере до 1985 г.

Первый спутник этой серии ТАЙРОС-Н запущен 18 октября 1978 г. (рис. 7.1). Расчетная орбита спутников круговая, солнечно-синхронная, высотой 830—870 км с наклоном к плоскости экватора $98,7^\circ$, период обращения 100 мин. Угол между плоскостями орбит двух эксплуатируемых спутников системы составлял 60° .

Основным прибором для получения космических снимков является усовершенствованный пятиканальный сканирующий радиометр. Отдельные каналы этого радиометра предназначены для:

- картирования облачности в дневное время (0,55—0,90 мкм);
- оконтуривания зон тающего снега или льда (0,725—1,0 мкм);
- теплового картирования (10,5—11,5 мкм; 3,55—3,93 мкм; 11,5—12,5 мкм).

При помощи этого радиометра можно получать данные для ежесуточного картирования глобального поля температуры поверхности океана с абсолютной точностью $1,5^\circ\text{C}$ при пространственном разрешении 10 км.

Для дистанционного зондирования используется аппаратура, которая состоит из трех комплексов:

- основного блока зондирования, имеющего радиометр с 14 каналами;
- блока стратосферного зондирования;
- блока микроволнового зондирования.

Данные этой группы приборов могут быть использованы для восстановления вертикального профиля температуры и содержания водяных паров в атмосфере. Использование микроволнового зонда позволяет исследовать подстилающую поверхность Земли при наличии облачности.

При зондировании атмосферы в слое от земной поверхности до высоты 20 км используется четырехканальный сканирующий микроволновой радиометр. Он имеет относительно небольшую разрешающую способность, которая в надире составляет 147 км, а в конце строки сканирования — 244×186 км.

Спутники ТАЙРОС-Н оснащены также комплектом приборов для регистрации частиц солнечного ветра, протонов высокой энергии, рентгеновского излучения, высокочастотного излучения и др.

На спутнике ТАЙРОС-Н установлена разработанная во Фран-

ции система «Аргос». Она предназначена для сбора и передачи данных наземных метеорологических станций и дрейфующих шаров-зондов или морских буев. Эта система может обслуживать до 1600 платформ, распределенных равномерно по земной поверхности, при наличии на каждой платформе до четырех приборов, передающих информацию через каждые 200 с. Вероятность получения информации от каждой платформы за 12-часовой интервал превышает 99 %. Система «Аргос» обеспечивает также определение местоположения и скорости движения аэростатов, шаров-зондов и океанологических буев. Положение платформы определяется путем измерения на борту спутника доплеровского сдвига частоты передатчика платформы. Точность определения в основном зависит от стабильности стандарта частоты платформы и ее высоты над поверхностью Земли. Положение буя определяется с точностью до 3 км, положение шара-зонда — до 5 км, скорость их — соответственно с точностью до 0,5 и 1,5 м/с.

Точность определения положения платформы зависит также от точности определения орбиты спутника. Французский Национальный центр по исследованию космоса выполняет расчет орбиты спутников по результатам траекторных измерений, производимых 10 станциями слежения с очень точной геодезической привязкой. В настоящее время орбиты спутников определяются раз в сутки с точностью до 500 м по трассе и до 150 м по высоте.

Измерительная платформа передает автоматически каждые 40 или 200 с информацию, содержащую от 4 до 32 параметров окружающей среды (температура, давление, влажность и пр.), зарегистрированных в момент передачи метеорологической аппаратурой. Посылки состоят из восьмизначных слов и содержат, помимо, результатов измерений, код платформы. Длительность посылки менее 1 с. На борту спутника посылки регистрируются в магнитном записывающем устройстве и ретранслируются на Землю при проходе над станциями НОАА в Джилмор-Крике и на о. Уоллопс, а также над французской станцией в Лаппионе (Бретань).

Со станций НОАА информация передается в Центр национальной спутниковой службы по исследованию окружающей среды. Там данные сортируются и передаются по телеграфу в Тулузу (Франция), где расположен центр, имеющий монопольное право на обработку информации, полученной с помощью системы «Аргос», и ее распределение среди потребителей, включая потребителей в США.

С запуском второго спутника этой серии им присвоено наименование НОАА.

7.1.2. Метеорологическая космическая система министерства обороны

Основная цель создания системы — обеспечение вооруженных сил высококачественными метеорологическими данными.

Спутник ДМС. Программа запуска спутников серии ДМС предусматривает создание МКС ДМС, в которую одновременно входят два спутника. Кроме того, в МКС входят система приема и распространение информации и центры обработки данных. Метеорологическая система ДМС была создана в 1966 г. За период существования системы научная и вспомогательная аппаратура и сама конструкция спутника подвергались неоднократному совершенствованию. Последней моделью спутника ДМС является модель 5D, которая выводится на орбиту, начиная с сентября 1976 г.

Спутники ДМС функционируют на солнечно-синхронной орбите высотой около 830 км. На орбите работают два спутника, один из которых выводится на полуденно-полуночную орбиту, другой — на раннюю утренне-вечернюю. Спутники запускаются периодически для замены тех, которые вышли из строя или неисправны.

Рассмотрим особенности устройства метеорологического спутника ДМС модели 5D (рис. 7.2). Спутник был запущен 30 апреля 1978 г. ($H_A=857$ км, $H_P=811$ км, наклонение к плоскости экватора $98,7^\circ$, период обращения 101,6 мин). Высота МСЗ 6,4 м, поперечный размер 1,68 м. К корпусу крепится 8-секционная панель солнечных батарей общей площадью 9 м^2 (обеспечиваемая мощностью 290 Вт). Система ориентации спутника использует две ЭВМ. Положение и скорость МСЗ фиксируется каждые 0,5 с. Заложенные в память бортовой ЭВМ эфемериды звезд позволяют обеспечить заданную ориентацию спутника Земли с точностью выше $0,1^\circ$. Предусмотрена также запасная система ориентации, использующая датчик направления на Землю и солнечный датчик.

Основным прибором МСЗ является многоканальный сканирующий радиометр, обеспечивающий одновременное получение изображений в видимой (0,1—1,1 мкм) и инфракрасной (8—13 мкм) областях спектра. При съемке с номинальной орбиты высотой 830 км разрешение в подспутниковой точке для видимых изображений составляет 3,7 или

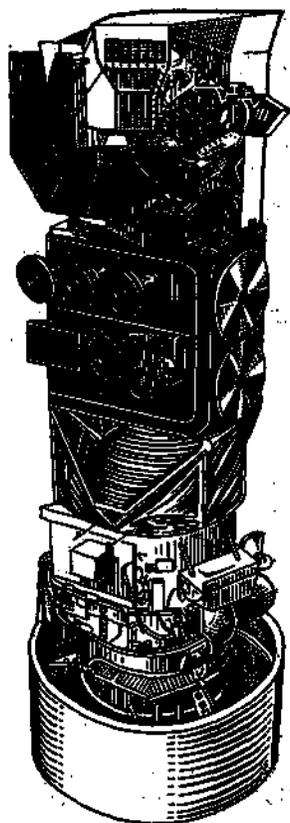


Рис. 7.2. Общий вид спутника серии ДМС модели 5D.

0,6 км, для инфракрасных изображений — 4,6 или 0,6 км.

Метеорологическая информация со спутников ДМС принимается как в реальном масштабе времени, так и в записи. Информацию в реальном масштабе времени о локальной метеорологической обстановке (ширина полосы, захватываемой приборами спутника, составляет 3000 км) принимают наземные мобильные станции, оборудованные в фургонах, а также корабельные станции.

Наземный комплекс приема данных в централизованном режиме сбора и распространения информации представлен двумя станциями, находящимися в штатах Вашингтон и Мэн. После обработки эти данные непрерывно передаются в Глобальный метеорологический центр ВВС США, расположенный на базе ВВС в Оффате (штат Небраска). Обработанные спутниковые данные используются для построения с помощью ЭВМ глобальных карт распределения облачного покрова через каждые 3 ч. При анализе данных применяются результаты как спутниковых, так и обычных метеорологических наблюдений.

7.1.3. Экспериментальный научно-исследовательский спутник «Нимбус»

Основной целью запуска спутников этой серии является реализация плана научных исследований в области космических метеорологических наблюдений. Исследования с помощью спутников серии «Нимбус» были начаты в 1964 г. Один из последних спутников этой серии «Нимбус-7» запущен 24 октября 1978 г. Он предназначен в основном для исследования загрязнения океана и атмосферы, в частности, для выяснения того, нагревается или охлаждается Земля вследствие загрязнения атмосферы промышленными предприятиями и транспортными средствами, а также того, происходит ли истощение озонового слоя под влиянием аэрозолей и других содержащихся в атмосфере частиц.

Спутник «Нимбус-7» выведен на орбиту со следующими параметрами: $H_A = 1100$ км, $H_P = 1050$ км, наклонение к плоскости экватора $99,8^\circ$, период обращения 107,2 мин. Основными элементами конструкции (рис. 7.3) являются нижнее плато, выполненное в виде кольца, и верхний корпус, которые соединены между собой связывающей фермой. В верхнем корпусе смонтирована бортовая аппаратура стабилизации и ориентации, установлены панели солнечных батарей. Нижнее плато выполнено в виде 18 отделений с термическими управляемыми заслонками. Каждое отделение имеет верхнюю и нижнюю секции, в которых жестко укреплены отдельные системы, и узлы специальной и метеорологической аппаратуры спутника. Бортовая энергетическая установка на базе солнечных батарей обеспечивает мощность 270 Вт, в том числе питания научных приборов 160 Вт. Трехосная система ориентации

спутника имеет точность $\pm 1^\circ$. Запоминающая система спутника имеет пятиканальное бортовое записывающее устройство.

На спутнике «Нимбус-7» установлена следующая научная аппаратура:

— сканирующий многоканальный микроволновой радиометр (СММР) для измерения теплового излучения на пяти длинах волн с целью получения данных о температуре морской поверхности, водозапасе облаков, об интенсивности осадков (средний размер капель), о влажности почвы, снежном покрове и ледяном покрове моря;

— инфракрасный радиометр для определения температуры и влажности и получения изображений подстилающей поверхности;

— система для обеспечения информацией, необходимой для картирования прямой, отраженной и ультрафиолетовой радиации и общего содержания озона в глобальном масштабе;

— сканирующий шестиканальный калориметрический радиометр для исследования солёности, цвета воды и температурного поля водной поверхности в прибрежной полосе морей и океанов;

— сканирующий радиометр для получения данных, необходимых для определения составляющих радиационного баланса Земли;

— спектрометр для получения исходных данных с целью определения прямой и отраженной солнечной радиации и для оценок вертикального и глобального распределения озона;

— сканирующий спектрометр (стратосферный и мезосферный зонд) для получения информации, необходимой для восстановления вертикальных профилей содержания водного пара, окислов азота, окиси углерода и метана и температуры стратосферы на высоте около 90 км;

— спектрометр для получения информации, необходимой для расчета концентрации аэрозолей и оптической прозрачности стратосферы (СИКА).

На спутнике «Нимбус-7» установлены две радиосистемы. Первая обеспечивает связь с геостационарными спутниками. Вторая радиосистема служит для ретрансляции информации от автоматических станций (платформ), расположенных на суше, поляр-

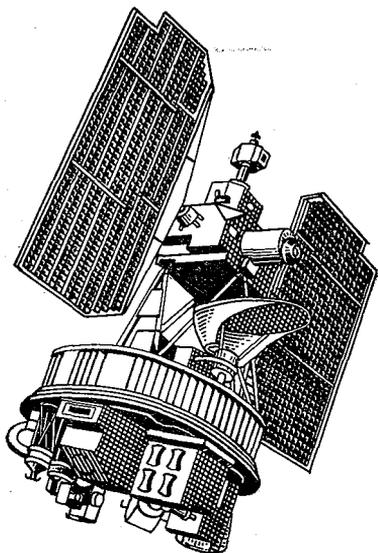


Рис. 7.3. Общий вид спутника «Нимбус-7».

ном льду, океанологических буйх и шарах-зондах. Помимо передачи информации система обеспечивает определение положения станции с точностью 2—5 км.

7.1.4. Спутник для исследования природных ресурсов Земли «Лэндсат»

Спутники «Лэндсат» предназначены для исследования природных ресурсов Земли. Начало программы относится к 1972 г. Последний спутник этой серии «Лэндсат-3» запущен 5 марта 1978 г. ($H_A = 970$ км, $H_P = 917$ км, наклонение к плоскости экватора 99° , период обращения 103,5 мин). Выбор орбиты обеспечивает проход спутника над одним и тем же районом Земли с интервалом 18 сут, т. е. в течение расчетного времени активного существования спутника (один год) один и тот же район при отсутствии облачности может быть снят 20 раз.

Основными задачами программы «Лэндсат» являются:

— получение информации о природных ресурсах и окружающей среде;

— получение данных для оценки состояния сельскохозяйственных культур с целью прогнозирования урожаев;

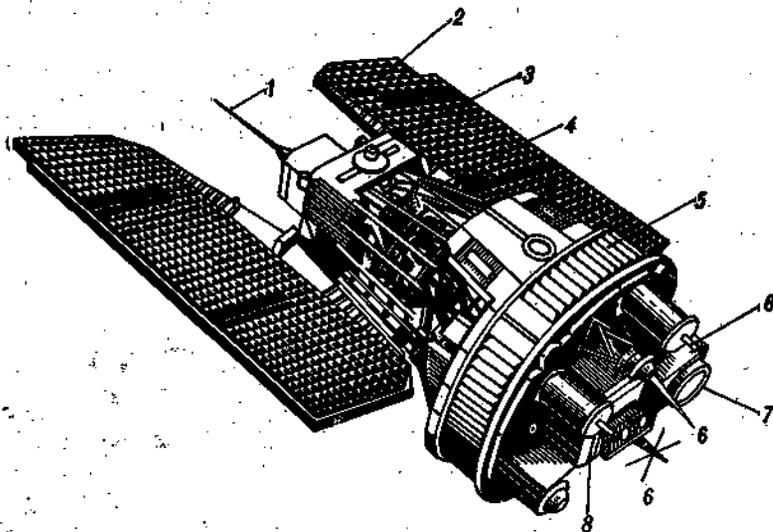


Рис. 7.4. Общий вид спутника «Лэндсат».

1 — командная антенна; 2 — панель с солнечными элементами; 3 — блок оборудования системы ориентации; 4 — ферменная конструкция; 5 — блок научного оборудования; 6 — антенны; 7 — камера со сканирующим устройством нескольких диапазонов спектра; 8 — комплект камер, имеющих видикон с обратным ходом луча.

— определение тепловых характеристик горных пород и почв;
— ретрансляция информации от «измерительных платформ» (автоматические метеостанции, океанологические буи, радиозонды и пр.).

Спутник (рис. 7.4) создан на базе научно-исследовательских спутников серии «Нимбус» и имеет аналогичное спутнику «Нимбус» конструктивное расположение основных и вспомогательных блоков. Высота спутника 3 м, размах панелей с солнечными элементами 3,36 м. Общая мощность, обеспечиваемая солнечными элементами, 512 Вт. Спутник имеет трехосную систему ориентации (точность $0,7^\circ$), в ней использованы инфракрасные датчики земного горизонта и гироскопы, а в качестве исполнительных органов — микродвигатели, работающие на фреоне, и маховики. В системе коррекции орбиты применяются микродвигатели тягой по 0,5 кг, работающие на продуктах разложения гидразина. Система терморегулирования, использующая жалюзи, электрические нагреватели, радиаторы, многослойную теплоизоляцию, покрытия и пр., обеспечивает в герметизированных отсеках температуру $(20 \pm 10)^\circ\text{C}$. Для передачи команд на спутнике используются частоты 2106,4 и 154,2 МГц, для передачи телеметрии с борта — 2287,5 и 137,86 МГц.

Телевизионная система спутника «Лэндсат-3» состоит из двух видов аппаратуры. Первый представлен комплектом из двух телевизионных камер, которые имеют видикон с обратным ходом луча; второй — многоканальной оптико-механической сканирующей камерой с устройством, обеспечивающим сканирование в нескольких диапазонах спектра. В телевизионную систему входят и два видеоманитофона. Телевизионные камеры производят съемку в диапазонах 0,475—0,575; 0,580—0,680 и 0,690—0,830 мкм (видимая и ближняя инфракрасная области спектра). Угол зрения каждой камеры $15,9^\circ$, при съемке с номинальной высоты в кадр попадает участок земной поверхности 185×185 км, разрешение на местности 40 м. Сканирующая телевизионная камера работает в диапазонах 0,5—0,6; 0,6—0,7; 0,7—0,8 и 0,8—1,1 мкм (видимая и инфракрасная области спектра), угол зрения $11,5^\circ$, при съемке с номинальной высоты обеспечивается просмотр полосы 185 км, разрешение на местности 80 м.

7.1.5. Геостационарный метеорологический спутник ГОЕС

Основная цель программы создание геостационарных метеорологических спутников — обеспечение возможности непрерывного приема метеорологической информации со всего земного шара, за исключением полярных областей. Программа создания стационарных метеорологических спутников в США была принята в 1970 г.

Спутник серии ГОЕС-1 был запущен 17 октября 1975 г. Запущенные позже ГОЕС-2 и ГОЕС-3 образовали систему спутников

на стационарной орбите, обеспечивающих наблюдение метеорологических условий на территории США и в близлежащих областях. В 1976 г. первый из этих спутников был переведен на 75° з. д., второй — на 105° з. д., третий — на 135° з. д.

Спутники типа ГОЕС обеспечивают получение снимков западного полушария Земли каждые 30 мин, сбор и передачу данных примерно от 10 000 метеостанций, регистрацию параметров солнечной активности и других данных. Помимо эксплуатации в рамках национальной программы США, спутники этой серии используются в международной программе ПИГАП.

Последний спутник ГОЕС-5 был запущен 22 мая 1981 г. вместо вышедшего из строя ГОЕС-1. Он выведен в точку 75° з. д.

Спутник ГОЕС-5 имеет цилиндрический корпус (рис. 7.5) высотой 1,65 м и диаметром 1,42 м. Смонтированные на корпусе солнечные элементы обеспечивают мощность 120 Вт. На орбите спутник стабилизируется вращением (100 об/мин). Ориентацию оси вращения (перпендикулярно плоскости орбиты) и коррекцию стационарной орбиты обеспечивают реактивные микродвигатели, работающие на продуктах разложения гидразина. Для перевода спутника с переходной эллиптической орбиты на стационарную служит бортовой реактивный двигатель. Основным прибором спутника является радиометр, снабженный телескопом системы

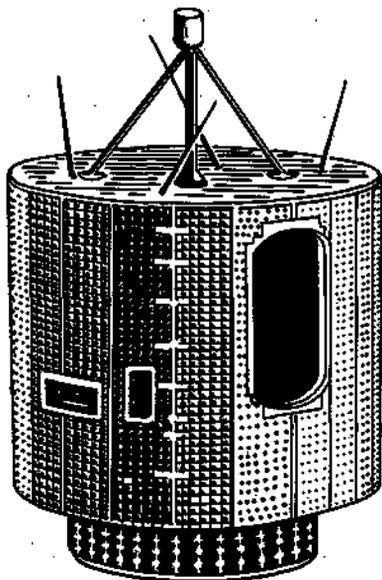


Рис. 7.5. Общий вид спутника серии ГОЕС.

Кассегрена с главным зеркалом диаметром 40,6 см. Прибор ведет съемку облачного покрова в видимых лучах (0,655—0,70 мкм) в дневное время с разрешением до 0,9 км, а также в инфракрасных лучах (10,5—12,5 мкм) в дневное и ночное время с разрешением до 9 км. Обзор области, видимой со спутника, приводится каждые 30 мин. Полученные изображения передаются в режиме непосредственной передачи на Землю. Бортовой передатчик изображений имеет мощность 20 Вт, рабочая частота 1690 МГц. Прием информации ведет станция на о. Уоллопс (США, штат Виргиния), оснащенная антенной с отражателем диаметром 18 м. От автоматических измерительных станций спутник ретранслирует информацию о сейсмических колебаниях, ветре, осадках, влажности, течениях, температуре, уровне воды и т. д. Часть станций передает информацию только по запросу спутника, остальные — через определенные интервалы времени без запросов. Если какой-либо станцией зарегистрировано явление, требующее срочного оповещения, она сама вызывает спутник на частоте срочной связи.

Расчетный срок активного функционирования спутника 5 лет.

Опыт эксплуатации ГОЕС позволил США начать разработку нового поколения геостационарных спутников с трехосной системой стабилизации для изучения системы Земля—атмосфера (ГСИЗА). Разработку новых стационарных спутников планируется завершить к 1990 г.

Главное назначение ГСИЗА будет состоять в изучении мезомасштабных процессов в интересах краткосрочного и сверхкраткосрочного прогнозов погоды, в получении данных о региональном климате и в совершенствовании методов измерения параметров, необходимых для прогноза погоды в глобальных масштабах.

7.2. ЯПОНСКИЙ ГЕОСТАЦИОНАРНЫЙ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ СПУТНИК «ХИМАВАРИ»

Спутник «Химавари» по своей конструкции аналогичен американскому спутнику ГОЕС. Эксплуатацию спутника, находящегося на стационарной орбите (140° в. д.), обеспечивают Метеорологическое управление Японии и Японское Национальное управление по космическим исследованиям.

Основной прибор спутника — радиометр, снабженный телескопом системы Кассегрена, — модификация прибора, устанавливаемого на американских метеорологических спутниках ГОЕС. Каждые 30 мин он передает снимок облачного покрова над всей площадью поверхности, видимой со спутника. Съемка ведется в видимых и инфракрасных (10—12 мкм) лучах. Разрешающая способность аппаратуры при съемке в видимых лучах 1,25 км. Спутник «Химавари» рассчитан на эксплуатацию в течение 5 лет.

Затраты Японии на спутник составили 15 млн. дол., на наземный комплекс — 50 млн. дол. Общие затраты на программу, как полагают, достигнут 100 млн. дол. Очередной спутник «Химавари-2» запущен 11 августа 1981 г.

7.3. МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ СПУТНИК ИНДИИ «БХАСКАРА»

Спутники «Бхаскара» запускаются в соответствии с программой сотрудничества между СССР и Республикой Индия в области исследования и использования космического пространства. Спутник «Бхаскара-2» запущен 20 ноября 1981 г. с помощью советской ракеты-носителя. МСЗ выведен на орбиту с $H_{\text{П}} = 514$ км, $H_{\text{А}} = 557$ км, наклоном к плоскости экватора $50,7^\circ$, начальным периодом обращения 95,2 мин.

Корпус его, представляющий собой 26-гранную призму, имеет высоту 1,19 м, с поперечным размером 1,55 м. Корпус изготовлен из алюминиевых и магниевых сплавов. Площадь поверхности корпуса $6,5 \text{ м}^2$. На всех гранях монтируются кремниевые солнечные батареи (всего 3500 элементов с $(n-p)$ -переходом) советского производства, обеспечивающие среднюю мощность 40 Вт. Установлены также небольшая солнечная индийская батарея для испытаний и аккумуляторная никель-кадмиевая батарея емкостью 10 А/ч.

На орбите спутник стабилизируется вращением. Скорость вращения 6—10 об/мин. На спутнике, стабилизируемом вращением, телевизионные камеры работают только в те моменты, когда они обращены к Земле, но этот недостаток в определенной мере компенсируется простотой конструкции спутника. Вращение осуществляется вокруг главной оси инерции. Моменты инерции относительно этой оси значительно превышают моменты относительно других осей, что предотвращает кувыркание даже при относительно низкой скорости вращения. В системе ориентации оси вращения используются солнечные датчики и датчики земного горизонта, а в качестве исполнительных органов — два импульсных микродвигателя, работающие на сжатом воздухе. Предусмотрены также микродвигатели для регулирования скорости вращения спутника.

Телеметрические данные со спутника «Бхаскара» принимают советская станция близ Москвы и индийские станции на о. Шри-Харикота и в Ахмадабаде.

Система научной аппаратуры спутника «Бхаскара» представлена двумя оптико-механическими сканирующими системами телевизионного типа и пассивными микроволновыми радиометрами. Телевизионные системы работают в видимой (0,54—0,66 мкм) и ближней инфракрасной (0,75—0,85 мкм) областях спектра. При съемке с высоты 525 км каждый кадр соответствует

участку земной поверхности площадью 340 км², а разрешение составляет 1 км². Микроволновые радиометры разработаны и изготовлены в Индии. Они измеряют яркостную температуру морской поверхности с разрешением 1 К.

На спутнике «Бхаскара» имеется ретранслятор информации от автоматических метеостанций, измеряющих температуру, давление, скорость ветра, осадки, солнечную радиацию и пр. На территории Индии установлено восемь таких автоматических метеостанций с батарейным питанием. Спутник принимает от них информацию на частоте 401,5 МГц и после усиления ретранслирует на частоте 136,43 МГц на наземные приемные станции на о. Шри-Харикота и в Ахмадабаде.

7.4. ГЕОСТАЦИОНАРНЫЙ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ СПУТНИК СТРАН ЗАПАДНОЙ ЕВРОПЫ «МЕТЕОС АТ»

Спутник «Метеосат» запущен 22 ноября 1977 г.; в зоне обзорной аппаратуры расположены 95 стран Европы, Африки и Азии (Средний Восток). Программа предусматривает создание двух спутников. Срок эксплуатации их около 3 лет. Основные задачи:

— получение (каждые 30 мин) снимков облачного покрова и поверхности Земли и измерение метеорологических параметров с передачей необработанной информации в Центр, находящийся в Дармштадте (ФРГ);

— ретрансляция потребителям обработанной метеорологической информации от спутника «Метеосат», а также от спутника ГОЕС-2. Предусматривается обслуживание всех потребителей в зоне видимости МСЗ. Обработанные данные от спутника «Метеосат» поступают из центра, находящегося в Дармштадте, информация от спутника ГОЕС-2, преобразованная в расчете на потребителей системы «Метеосат» — из центра в Ланнионе (Франция). Ретранслируемая информация включает в себя синоптические карты, сведения об облачном покрове, высоте облачности, полях ветра, температуре морской поверхности, распределении водяных паров в стратосфере, радиационном балансе и пр. Кроме того, осуществляется сбор информации от наземных, морских (буи) и воздушных (шары-зонды) автоматических измерительных станций (платформ) и ретрансляция этой информации в центр обработки, откуда обработанная информация поступает к потребителям через спутник «Метеосат» и по наземным линиям связи. Спутник периодически запрашивает измерительные станции. Некоторые станции передают информацию через определенные интервалы без запросов со спутника. Часть станций запрограммирована таким образом, что начинает автоматическую передачу информации, как только какие-то измеряемые параметры принимают

угрожающее значение. По своей конструкции спутник «Метеосат» аналогичен стационарному спутнику ГОЕС.

Электропитание (250 Вт) обеспечивают 16 000 солнечных элементов на боковой поверхности корпуса. На орбите спутник стабилизируется вращением (100 об/мин). На спутнике установлен радиометр. Он регистрирует излучение в участках спектра 0,4—1,1; 5,7—7,1 и 10,5—12,5 мкм. Разрешающая способность в первом канале 2,5 км, во втором и третьем — 5 км. Измерение содержания водяных паров в верхней тропосфере позволяет корректировать данные канала 10,5—12,5 мкм по суммарному излучению системы Земля—атмосфера в космическое пространство.

Для регистрации космических изображений, полученных в видимом диапазоне спектра геостационарными метеорологическими спутниками, а также спутниками серии «Лэндсат», европейские страны широко используют систему «Визиколор». Эта система разработана французскими специалистами. Устройство обеспечивает получение цветных изображений непосредственно на пленке в результате смешивания лазерного излучения в красном, синем и зеленом диапазонах спектра. Для каждого цвета возможны 32 градации, а число цветовых комбинаций достигает 3200 при оптической плотности, регулируемой в диапазоне 0,3—2,8. Разрешение составляет $\frac{1}{2}$ элемента изображения для светового пятна диаметром 25 мкм. Геометрическая точность изображений ± 10 мкм. При получении изображений со спутников «Лэндсат» устройство «Визиколор» может принять за час 30 сюжетов. Подобные устройства используются и в других странах, например в Индии и Бразилии, для приема изображения в режиме непосредственной передачи.

Основные виды метеорологической информации, получаемой со спутников, и ее обработка

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ
СПУТНИКОВОЙ ИНФОРМАЦИИ. Требования
к метеорологической информации. Космические снимки Земли.
Радиационные, спектрометрические и микроволновые данные
ВРЕМЕННАЯ И ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ПРИВЯЗКА
КОСМИЧЕСКИХ ИЗОБРАЖЕНИЙ. Геометрические принципы
получения изображения с МСЗ. Математические основы
географической привязки. Географическая привязка снимков
на АППИ. Ошибки, возникающие при географической привязке
ДЕШИФРИРОВАНИЕ КОСМИЧЕСКИХ СНИМКОВ. Особенности
получения изображений. Основы методики дешифрирования.
Дешифрирование снимков облачности. Литометеоры и гидрометеоры
на снимках. Особенности совместного анализа снимков видимого
и ИК диапазонов. Снимки подстилающей поверхности.
Фотокарты и карты нефанализа

Глава 8. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СПУТНИКОВОЙ ИНФОРМАЦИИ

Основными видами информации, которая поступает с метеорологических спутников, являются космические изображения Земли и данные радиационных измерений.

Учитывая то, что на современных спутниках устанавливаются дополнительно различные виды научной аппаратуры, появляется возможность получения новых видов информации, методика обработки и анализа которых рассматривается в каждом конкретном случае отдельно.

8.1. ОСНОВНЫЕ ТРЕБОВАНИЯ К МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ, ПОЛУЧАЕМОЙ СО СПУТНИКОВ

В настоящее время в основу прогноза погоды положена обширная метеорологическая информация, получаемая с помощью многочисленных методов наблюдений и измерений на различных высотах над Землей. Особое место в совокупности метеорологических данных, поступающих для анализа в Гидрометцентр СССР, занимает научная информация, передаваемая спутниками. Космические снимки, полученные в различных областях спектра электромагнитных волн, и радиационные карты существенно дополняют сведения о погоде, в особенности в районах, малоосвещенных в метеорологическом отношении. Вклад космической информации становится существенным при анализе синоптического положения, особенно при совместном использовании данных наземных и аэрологических наблюдений, полученных в единый момент времени для обширного географического района.

Комплексный анализ всей метеорологической информации обусловлен определенными требованиями к ней, обеспечивающими возможность дальнейшего использования. Эти требования в первую очередь должны отражать внутреннюю структуру и закономерности развития атмосферных процессов, позволяющие использовать принятые методы их анализа и прогноза, а также запросы потребителей метеорологической информации. Все это позволяет сформулировать основные требования ко всей метеорологической информации.

В соответствии с существующими требованиями информация должна быть глобальной, трехмерной, комплексной, синхронной, регулярной и оперативной. К метеорологическим данным, поступающим с МСЗ, предъявляется еще ряд дополнительных требований, связанных со спецификой получения исходной информации из космоса. Это требования к разрешению данных на местности, к полосе захвата (обзора) научной аппаратуры и к точности, с которой может быть определен соответствующий метеорологический элемент.

Все требования к метеорологическим данным должны выполняться в совокупности, так как нарушение хотя бы одного из них значительно обесценивает всю поступившую информацию.

Основные требования, предъявляемые к метеорологической информации, достаточно полно рассмотрены в курсе «Синоптическая метеорология». В этой части учебника рассматриваются только требования к данным, поступающим со спутников.

Рассмотренные ранее особенности получения метеорологической космической информации накладывают определенные ограничения, которые не всегда удовлетворяют принятым общим требованиям, предъявляемым к информации. В частности, требованиям

к точности измерений, которые связаны и с техническими возможностями спутниковой аппаратуры и методами решения обратных задач, рассмотренными в гл. 4.

Требование *глобальности* научной информации, получаемой со спутников, может быть удовлетворено несколькими путями: 1) сбором данных с помощью системы геостационарных спутников; 2) наблюдением и сбором данных системой МКС; 3) использованием запоминающих устройств, имеющих на борту спутника, и сбросом информации на пункте приема информации (ППИ), т. е. работой научной аппаратуры в режиме запоминания информации (ЗИ).

Пространственное представление о распределении метеорологических данных очень важно при анализе синоптического положения. Вопросы *трехмерности* измерений не полностью удовлетворяют современные требования. Если по площади измерения со спутников достигнуты определенные успехи, то задача восстановления вертикальных профилей различных метеовеличин требует совершенствования методов восстановления этих данных. Намечившиеся пути совершенствования методик решения обратных задач спутниковой метеорологии позволяют предполагать практическое решение этой проблемы в ближайшие годы.

Комплексность спутниковых измерений обеспечивается установкой на борту спутников различных видов научной аппаратуры, а также использованием совокупности средств наблюдений и сбора данных современными метеорологическими космическими системами.

Съем информации в единый физический момент времени — одно из важнейших требований к космическим данным.

Синхронность съема информации обеспечивается в первую очередь выбором орбит оперативных метеорологических спутников. Большое значение для удовлетворения этого требования имеет определение угла наклона орбиты спутника, в частности, использование солнечно-синхронной орбиты. Использование в составе метеорологических космических систем нескольких спутников, передающих информацию в режиме непосредственной передачи, упрощает решение вопроса синхронности наблюдений в сроки, принятые на синоптической сети. Исследования показывают, что небольшие отклонения во времени, связанные с использованием данных даже только с одного спутника Земли, оказываются сравнимыми со временем старения данных наземных и аэрологических наблюдений.

Регулярность наблюдений со спутника обеспечивается бортовой системой управления работой научной аппаратуры. Она определяется заданной программой измерений и контролируется различными наземными устройствами. Режимы работы спутниковой аппаратуры (НП и ЗИ) полностью обеспечивают это требование.

Таблица 8.1

Требования к метеорологическим наблюдениям с помощью системы спутников (США)

Наблюдаемая величина (для составления карт распределения метеорологических величин)	Разрешение данных				Точность измерения		Частота наблюдений в сутки		
	в горизонтальной плоскости, км ²		в вертикальной плоскости, км		требуемая	достигнутая	требуемая	достигнутая	
	требуем	достигнут	требуем	достигнут					
Для глобального прогнозирования									
Облачный покров	0,8	4,8	0,3	1,5	—	—	4	1	
Температура поверхности Земли	10,4	78	—	—	< 1 °С	< 3 °С	4	1	
Температура атмосферы	10,4	78	0,15	0,65	< 1 °С	< 3 °С	2	1	
Влажность атмосферы	10,4	78	0,15	0,75	< 10 %	< 20 %	2	1	
Плотность атмосферы	10,4	78	0,15	0,75	< 1 %	< 1 %	2	1	
Тепловой баланс атмосферы	78	78	—	—	< 5 %	< 20 %	2	1	
Осадки	10,4	78	0,3	1,5	2,5 мм/ч	5 мм/ч	—	—	
Ветер	260	2600	0,6	1,5	< 5 км/ч	< 15 км/ч	4	1	
Приземное давление	78	1300	—	—	< 1 гПа	< 5 гПа	2	1	
Для регионального анализа									
Облачный покров	0,16	0,8	0,03	0,3	—	—	1	2	
Температура поверхности Земли	2,6	10,4	—	—	< 0,5 °С	< 1 °С	1	2	
Температура атмосферы	2,6	10,4	< 0,06	< 0,15	< 0,5 °С	< 1 °С	1	2	
Влажность атмосферы	2,6	10,4	< 0,06	< 0,15	5 %	10 %	1	2	
Приземное давление	10,4	78,0	—	—	< 0,5 гПа	< 0,1 гПа	1	2	
Осадки	2,6	10,4	< 0,15	< 0,3	2,5 мм	2,5 мм	—	—	

Примечание. Достигнутые результаты указываются для различных технических средств метеонаблюдений, в том числе и наземных.

Оперативность получения метеорологической информации связана с особенностью измерений и распространения спутниковых данных. Учитывая широкое использование бортовых и наземных электронно-вычислительных комплексов для начальной обработки метеорологических космических данных, можно рассчитывать на определенные перспективы повышения оперативности доведения научной информации до потребителя.

Требования к *разрешению* спутниковой информации определяются задачами, которые ставятся перед анализом космического снимка или данных радиационных измерений. В табл. 8.1 приведены ориентировочные количественные характеристики, отражающие требования к значениям метеорологических величин, предъявляемые службой погоды США. Анализ этих данных показывает, что в отдельных случаях для прогноза достаточно иметь обзорные изображения с малым разрешением, а в некоторых случаях предъявляемым требованиям будут отвечать только детальные снимки с большим разрешением.

Требования к *полосе обзора* спутниковой аппаратуры определяются выбором оптимальной высоты орбиты, ее типом и техническими характеристиками съемочной аппаратуры спутника. В целом современная аппаратура спутника обеспечивает выполнение этого требования.

Точность измерений метеорологических величин в значительной степени зависит от технических возможностей бортовой аппаратуры спутника, от совершенства методов расчета этих величин по методикам решения обратных задач. Это требование тесно связано с практическим разрешением вопроса о трехмерности космических измерений.

Для большинства гидрометеорологических величин достигнутая точность измерения и разрешающая способность не всегда соответствуют основным требованиям (см. табл. 8.1). Разрешение данной проблемы в первую очередь связано с совершенствованием аппаратуры, устанавливаемой на спутниках, а также с дальнейшим развитием метеорологических космических систем. Этому будет способствовать и расширение международного сотрудничества в области исследования космического пространства и обмена метеорологической информацией, получаемой со спутников.

8.2. КОСМИЧЕСКИЕ СНИМКИ ЗЕМЛИ

Космическая съемка Земли охватывает широкий спектр ее электромагнитного излучения. Снимки, полученные в разных диапазонах спектров волн: видимом, инфракрасном и микроволновом,— один из основных видов научной информации метеорологических спутников Земли.

8.2.1. Масштаб изображения

Масштаб изображения космического снимка зависит от ряда характеристик, в частности, от параметров орбиты, высоты полета спутника, угла сканирования, вида траектории спутника, закона изменения скорости перемещения визирного луча по строке и угловых элементов ориентирования сканирующего устройства. Для определения масштаба изображения рассмотрим связь между координатами точек снимка и местности, тем более, что эта связь также зависит от указанных ранее характеристик.

Расстояние в плоскости сканирования от точки надира до изображенной на снимке точки местности можно выразить через геоцентрический угол

$$\sigma = \arcsin\left(\frac{H+R}{R} \sin\theta\right) - \theta,$$

где θ — угол между вертикалью и проектирующим лучом.

Поэлементная съемка на спутниках системы «Метеор» осуществляется сканирующим радиометром¹. Прибор позволяет строить изображение по строке сканирования по законам центральной проекции («сканирование по плоской Земле»). В этом случае, как это видно из рис. 8.1,

$$\theta = \arctg(y/f_s),$$

где y — измеренное на снимке расстояние по строке сканирования от изображения подспутниковой точки до точки на местности; f_s — эквивалентное фокусное расстояние.

Известно, что истинное фокусное расстояние объектива радиометра при поэлементной съемке не играет роли. В то же время изображение строится по определенным законам и в данном слу-

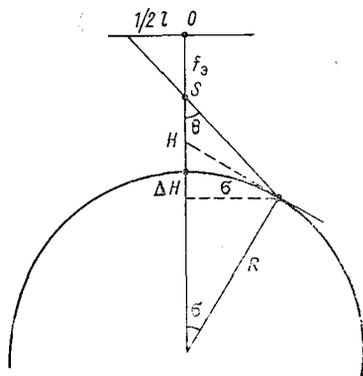


Рис. 8.1. Влияние кривизны Земли на масштаб снимка МСЗ «Метеор-2».

¹ С 1979 г. используется равномерный закон сканирования по сфере.

чае аналогично центральной проекции. Это позволяет записать зависимость вида

$$f_s = \frac{1}{2} l \operatorname{tg} \beta,$$

где β — половина угла сканирования (см. рис. 9.2), l — длина строки сканирования.

Масштаб космического снимка по строке сканирования вследствие кривизны Земли непостоянен. Так, например, на снимке, полученном в видимом диапазоне со спутника «Метеор-2» ($H = 900$ км), по оценкам А. В. Бушуева, он изменяется от 1:10 345 000 в районе подспутниковой точки до 1:11 427 000 на краю снимка.

При поэлементной съемке масштаб космического снимка по строке сканирования определяется как отношение бесконечно малых отрезков снимка к соответствующим отрезкам местности. Кривизна Земли проявляется в увеличении высоты съемки и наклона элементарной площадки местности на угол σ (см. рис. 8.1). Зная величину y и углы θ и σ , с помощью соотношения

$$\frac{1}{m} = \frac{f_s}{(H + \Delta H) \sec \sigma} = \frac{f_s \cos \sigma}{H + R(1 - \cos \sigma)}$$

можно вычислить масштаб снимка в этой точке.

Масштаб снимка в продольном направлении, в отличие от масштаба по строке сканирования, сравнительно постоянен и может быть определен путем сравнения конечных отрезков.

Рассмотренные зависимости характерны только для неискаженного снимка. При космической съемке со спутника всегда имеют место искажения. Они обусловлены несовершенством оптической и электронной частей приемно-передающего тракта и случайными изменениями элементов внешнего ориентирования.

8.2.2. Изображения, полученные в видимом участке спектра

Изображения, полученные в видимом диапазоне волн, являются одним из важнейших видов информации. Съемка осуществляется оптико-механической сканирующей аппаратурой над освещенной территорией Земли и обладает повышенной информативностью. Для сбора и распространения используются две схемы: централизованная и автономная.

В режиме непосредственной передачи сканирующий телефотометр, установленный на спутнике «Метеор», обеспечивает получение снимка с захватом на местности 2100 км и разрешением 2 км в надире. Масштабы изображений по строке 1:11·10⁶, по кадру 1:12·10⁶.

Снимки, полученные с помощью пятиканального сканирующего радиометра высокого разрешения, установленного на спутнике ТАЙРОС-Н (НОАА-6), имеют захват на местности 3000 км и разрешение 4 км по всему полю снимка. Масштабы изображений по строке $1:30 \cdot 10^6$, по кадру $1:25 \cdot 10^6$.

Изображения, полученные с геостационарных спутников серии ГОЕС в режиме непосредственной передачи, имеют разрешение на местности около 9×9 км. Снимок с одного спутника обеспечивает изображение 30 % площади Земли.

Характеристики снимков, полученных со спутников в режиме запоминания, несколько отличны от ранее названных. Так, снимки, выполненные со спутника «Метеор-2», имеют полосу обзора на местности 2400 км и разрешение 1 км в надире. Особенностью этих снимков является наличие на них координатной сетки.

Снимки спутников ТАЙРОС-Н, поступающие в централизованном режиме сбора информации, имеют большую разрешающую способность, чем снимки, полученные в режиме непосредственной передачи. Разрешение на местности при плановой съемке со спутников серии ТАЙРОС-Н равно $1,1 \times 1,1$ км, общая ширина полосы захвата на местности в этом случае равна 3300 км.

8.2.3. Изображения, полученные в инфракрасном участке спектра

Инфракрасные снимки представляют собой визуализированную форму тепловых контрастов объекта. При регистрации ИК информации преобразование видеосигнала в изображение производится так, чтобы более светлые участки снимка соответствовали объектам с более низкой радиационной температурой, а более темные участки — объектам с более высокой температурой. Чувствительность инфракрасных систем к тепловым контрастам и определяет ряд характеристик инфракрасных изображений. Полученные ИК снимки, как правило, имеют меньшую разрешающую способность на местности по сравнению с изображениями видимого диапазона, а следовательно, имеют и меньшую информативность. Однако возможность получения снимков в светлое и темное время суток делает эту информацию основной при использовании ее в синоптическом анализе. Снимки поступают в централизованном или автономном режиме. Съемка осуществляется с помощью сканирующей аппаратуры, т. е. поэлементно.

Получение непрерывного изображения вдоль всего витка существенно облегчает процесс дальнейшей обработки снимков. На полях фотопленки рядом с изображением в виде темных и светлых черточек, параллельных строкам сканирования, фиксируются в двоичном коде минутные метки времени. В режиме непосредственной передачи локализация снимка осуществляется по времени

приема изображения и сведениям, полученным из специальных телеграмм, передаваемых национальными службами погоды.

Сканирующий инфракрасный радиометр МСЗ «Метеор-2» обеспечивает получение снимка с захватом на местности 2600 км и разрешением 8 км в надире. Масштабы регистрируемых изображений по строке от $1:11,5 \cdot 10^6$ в центре до $1:48 \cdot 10^6$ на краях, по кадру $1:19,5 \cdot 10^6$.

Инфракрасная аппаратура, установленная на экспериментальном спутнике «Метеор», позволяет получить снимок с шириной захвата на местности 930 км и разрешением в надире 16 км.

Инфракрасные снимки, полученные со спутника ТАЙРОС-Н, имеют такие же характеристики, как и оптические снимки, полученные с этого спутника в режиме НП, т. е. захват на местности 3000 км и разрешение 4 км по всему полю. Масштабы изображений по строке $1:30 \cdot 10^6$, по кадру $1:25 \cdot 10^6$ (ТАЙРОС-Н) и соответственно $1:15 \cdot 10^6$ и $1:12,5 \cdot 10^6$ для снимков, полученных с МСЗ НОАА-6.

Космические ИК снимки, получаемые с геостационарных спутников серии ГОЕС, имеют разрешение $9,0 \times 9,0$ км и передаются в режиме непосредственной передачи.

8.2.4. Многоспектральные космические изображения

В основе многоспектральной съемки лежит получение ряда отдельных изображений в узких участках спектра одного и того же объекта. Многоспектральная съемка является в настоящее время наименее разработанным видом космической съемки и в то же время наиболее перспективным методом в изучении природных ресурсов из космоса. Особенностью изображений, получаемых в нескольких спектральных интервалах, является полнота информации и достоверность, что обеспечивается выбором спектральных участков и высокой разрешающей способностью съемочной аппаратуры.

Четырехканальное оптико-механическое сканирующее устройство малого разрешения МСЗ «Метеор» дает возможность получить снимок с захватом на местности 2000 км и разрешением в надире $1,0 \times 1,7$ км, в то же время двухканальное оптико-механическое устройство среднего разрешения, установленное на этом же спутнике, обеспечивает меньший захват на местности — 1400 км при разрешении снимка в надире $0,28 \times 0,28$ км.

Масштаб изображений четырехканального устройства малого разрешения экспериментального спутника «Метеор» $1:11 \cdot 10^6$ по строке и $1:13 \cdot 10^6$ по кадру. Устройство среднего разрешения этого спутника обеспечивает получение снимка в масштабе $1:3 \cdot 10^6$.

Многоспектральная сканирующая система, используемая на спутниках «Лэндсат», имеет пространственное разрешение 70—100 м и ширину обзора около 185 км.

8.2.5. Изображения, получаемые в микроволновом участке спектра

Полутонные или псевдоцветные изображения, сформированные из поля радиоярких температур, представляют собой визуализированную форму тепловых контрастов объекта. Измерения микроволнового излучения могут производиться в различных режимах: измерения в надир и измерения в режиме сканирования. На экспериментальном спутнике «Метеор» измерения поля радиоярких температур осуществляются в диапазоне 0,8 см. Регистрация осуществляется в режиме сканирования по дуге под углом 40° к надиру.

По внешнему виду микроволновые изображения похожи на инфракрасные снимки с малым разрешением. Они также представляют собой непрерывную полосу обзора вдоль проекции орбиты спутника. Ширина полосы обзора 700 км, разрешение снимка на местности 15×20 км. Важной отличительной чертой микроволновых изображений является изображение материков (суши) ярко-белым тоном без полутонов (за исключением Антарктиды) с четко очерченной береговой линией, хорошо видимой сквозь облака.

Микроволновые изображения на спутниках США «Нимбус-5» и «Нимбус-6» были получены с помощью радиометров, работающих на длинах волн 0,81 и 1,55 см. Эти изображения имеют пространственное разрешение около 30 км.

8.3. РАДИАЦИОННЫЕ, СПЕКТРОМЕТРИЧЕСКИЕ И МИКРОВОЛНОВЫЕ ДАННЫЕ

Регистрация излучения системы Земля—атмосфера в различных диапазонах спектра волн с помощью инфракрасной, спектрометрической и микроволновой аппаратуры, установленной на спутнике, позволяет получить ценную информацию о состоянии подстилающей поверхности, атмосфере Земли и ее объектов. Эта информация представляет большой интерес, так как она может быть использована для анализа состояния атмосферы с целью диагноза и прогноза погоды.

8.3.1. Радиационные данные

Радиационные измерения производятся в длинноволновом окне прозрачности 8—12 мкм. Измерения инфракрасного излучения с помощью сканирующего ИК радиометра, устанавливаемого на спутнике «Метеор-2», позволяют получить поле радиационных температур подстилающей поверхности и данные, необходимые для расчета верхней границы облаков.

Ширина полосы обзора, полученных радиационных карт и разрешение на местности такие же, как и у инфракрасных изображений. Это объясняется использованием одной и той же аппаратуры — ИК радиометра для съемки.

Цифровые карты радиационной температуры подстилающей поверхности и высоты верхней границы облаков в нашей стране выпускаются в масштабе $1:3 \cdot 10^7$. Данные на этих картах нанесены в узлах регулярной сетки с шагом 250 км. Для северного и южного полушарий используется стереографическая проекция, а для тропической зоны — меркаторская проекция карты.

8.3.2. Спектрометрические данные

Спектрометрические измерения позволяют получить в глобальном масштабе сведения о вертикальном распределении температуры и влажности воздуха, озона и пр. Наиболее широкое применение получили измерения в полосах поглощения углекислого газа 4,3 и 15,0 мкм. Дифракционные спектрометры, работающие в полосах поглощения CO_2 , могут иметь от 4 до 30 каналов измерений, что практически обеспечивает восстановление вертикального профиля температуры до достаточно больших высот. Для получения данных о распределении влажности в атмосфере используются спектрометрические измерения в полосах 6,5—7,0 и 20—23 мкм. Спектральные измерения уходящего излучения в диапазоне волн 6—20 мкм позволяют восстановить вертикальный профиль озона (до высоты 25 км) и водяного пара (до высоты 9 км). Результаты спектрометрических измерений в различных полосах поглощения (участках спектра) могут быть представлены в виде таблиц или карт. Спектрометрические измерения со спутника обеспечивают точность измерения уходящего излучения до 0,5—1,0%. При производстве спектрометрических измерений аппаратура обычно имеет калиброванный эталонный источник излучения. Калибровка измерительной аппаратуры дает возможность установить связь между интенсивностью радиации и выходным сигналом радиометра и определить среднюю квадратическую ошибку измерений. Значение средней квадратической ошибки для подобных измерений при отсутствии облачности около 2°C , при наличии же облаков она несколько больше.

Методы обработки спектрометрических данных предусматривают широкое использование электронно-вычислительной техники. Первичная обработка, географическая и временная привязка информации выполняются по заранее разработанным схемам.

На спутниках серии «Метеор-2» может устанавливаться спектрометр-интерферометр (СИ аппаратура). Аппаратура имеет несколько каналов измерений в диапазоне 6,25—25,0 мкм. Разрешающая способность ее 36×40 км. Данные, полученные в этом

диапазоне волн, используются для построения вертикальных профилей температуры и определения содержания водяного пара и озона в атмосфере.

8.3.3. Микроволновые данные

Для производства измерений на советских спутниках устанавливается трехканальный микроволновой радиометр (СВЧ аппаратура). Многоканальные измерения в надире ($\lambda = 0,8; 1,35; 8,5$ см) могут производиться отдельно или одновременно с измерениями ИК излучения в окне прозрачности атмосферы 8—12 мкм.

Микроволновая информация может быть представлена для анализа в виде регистрограммы (профиля), пространственно-временного графика и цифровой карты поля радиоярких температур. Характеристики этой информации зависят от способа измерения, используемого на конкретном спутнике. Так, при измерении в режиме сканирования интенсивности микроволнового излучения системы Земля—атмосфера на $\lambda = 0,8$ см при высоте полета спутника $H = 600$ км ширина полосы обзора около 700 км при разрешающей способности радиометра на местности 15×20 км. При поляризационных измерениях в канале излучения $\lambda = 0,8$ см полоса обзора на местности около 1000 км и разрешение данных 24×30 км.

Если измерения производятся в надир для каналов $\lambda = 1,35$ и 8,5 см, разрешение соответственно 90×90 и 100×100 км. Полученная в микроволновом диапазоне информация позволяет получить сведения о влагосодержании в атмосфере, о пространственном распределении зон осадков и их интенсивности, об интегральной водности облаков, положении границ ледяного покрова и его сплоченности.

Глава 9. ВРЕМЕННАЯ И ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ПРИВЯЗКА КОСМИЧЕСКИХ ИЗОБРАЖЕНИЙ

Временной привязкой называется определение момента времени, в который произведены те или иные наблюдения. Под *географической* (или *пространственной*) *привязкой* понимается определение положения (локализация) объектов, данные о которых представлены в информации, в некоторой выбранной системе координат, связанной с Землей. Результаты географической привязки могут быть представлены в различной форме: в виде географических или картографических координат каждого элемента изображения; в виде изображения, трансформированного в заданную картографическую проекцию и имеющего вид цифровой карты или фотокарты; в виде нанесенной на принятое изображение сетки мериди-

дианов и параллелей в проекции этого изображения и т. д. Во всех случаях задача географической привязки решается с помощью одних и тех же зависимостей, устанавливающих связь между системой координат полученного изображения и системой координат, связанной с поверхностью Земли, т. е. связь между положением точек на изображении и на Земле.

Реализация математических зависимостей, обеспечивающих географическую привязку, при обработке спутниковой информации производится на ЭВМ. Конечные результаты выдаются в виде таблиц или цифровых карт, либо в виде полутоновых изображений с нанесенной географической сеткой. Если стоит задача нанесения сетки на изображение, принятое непосредственно со спутника, то процесс географической привязки может быть разделен на два самостоятельных этапа. Сначала на ЭВМ вычисляются координаты точек изображения, через которые проходят заданные меридианы и параллели. Совокупность таких точек по всему полю образует географическую сетку в проекции принятого изображения. Географическая сетка строится на прозрачной основе либо вручную, либо электронно-вычислительной машиной. На втором этапе полученная сетка определенным образом накладывается на принятый снимок и тем самым обеспечивается его географическая привязка. Этот способ в настоящее время является основным при привязке информации МСЗ, поскольку необходимый набор сеток может быть рассчитан и построен заранее, с большой заблаговременностью и для каждого спутника набор сеток строится, как правило, один раз. Во время привязки нужная сетка может быть либо вручную наложена на принятый снимок и фотографически впечатываться в него, либо сигналы сетки могут подаваться на фоторегистрирующее устройство вместе с сигналами изображения, поступающими со спутника, и регистрироваться вместе с ними, обеспечивая автоматическую привязку в темпе приема. Локализация космических изображений, полученных со среднеорбитальных и высокоорбитальных МСЗ, имеет свои особенности, которые связаны с условиями получения изображения. Поэтому целесообразно рассмотреть географическую привязку снимков в каждом случае отдельно.

9.1. ГЕОМЕТРИЧЕСКИЕ ПРИНЦИПЫ ПОЛУЧЕНИЯ КОСМИЧЕСКОГО ИЗОБРАЖЕНИЯ

Знание геометрических законов получения и регистрации изображения является необходимым условием для выполнения их географической привязки.

Ранее было показано, что на современных МСЗ для получения изображений в основном используются оптико-механические сканирующие системы. В этом случае развертка изображений по

кадру обеспечивается за счет движения спутника вдоль орбиты, а развертка изображения в поперечном направлении, вдоль строки, осуществляется за счет отклонения луча визирования наблюдательной системы специальным сканирующим зеркалом, совершающим колебательное или вращательное движение. За время рабочего хода угол отклонения зеркала от его среднего положения меняется от $+\beta_{\text{макс}}$ до $-\beta_{\text{макс}}$. При этом изображения просматриваемых «элементарных» участков земной поверхности последовательно попадают на приемник наблюдательной системы и опрашиваются с некоторой заданной частотой. Данные, относящиеся к одному рабочему ходу зеркала, образуют строку сканирования, а сами данные при этом называются элементами. Число элементов в строке определяется частотой опроса. Время между началом двух последовательных строк сканирования называется периодом сканирования τ .

В различных наблюдательных системах, устанавливаемых на спутниках, могут применяться различные способы и законы сканирования. Под законом сканирования понимается математическое выражение связи между значением угла отклонения β_i сканирующего зеркала от среднего положения и соответствующим этому углу временем τ_i , прошедшим от момента начала строки, или номером элемента m_i на строке. Наиболее простым и часто применяемым в метеорологических наблюдательных системах законом сканирования является линейный закон. В случае линейного закона угол β_i отклонения сканирующего зеркала связан с номером элемента m_i на строке и временем его опроса τ_i следующими соотношениями:

$$\begin{aligned}\beta_i &= \Delta\beta (m_i - m_0), \\ \beta_i &= \Delta\beta (\tau_i - \tau_0/2) 2m_0/\tau_0,\end{aligned}\tag{9.1}$$

где $\Delta\beta$ — изменение угла отклонения сканирующего зеркала между двумя последовательными элементами (опросами) строки сканирования; τ_0 — время рабочего хода ($\tau_i \leq \tau_0$); m_0 — номер центрального элемента в строке, соответствующего нулевому углу поворота зеркала ($\beta_0 = 0$) и времени $\tau_0/2$.

Помимо линейного, в спутниковых наблюдательных системах могут применяться и более сложные законы сканирования, и всегда математические зависимости, выражающие закон и способ сканирования, в той или иной форме входят в уравнения, связывающие координаты точек на изображении и на земной поверхности при их географической привязке.

Регистрация принятой информации чаще всего ведется на устройстве барабанного типа (например, на фототелеграфном аппарате), вращение барабана которого соответствует строчной развертке (повороту сканирующего зеркала), а ход каретки —

кадровой развертке (перемещению спутника вдоль орбиты). Для описания положения точек на зарегистрированном фотоизображении используется плоская прямоугольная система координат OXY , направление оси X которой совпадает с направлением кадровой развертки, а начало координат помещается, например, в начале первой строки. В этом случае абсцисса точки изображения будет функцией времени t_i , а ордината — функцией угла отклонения сканирующего зеркала β_i :

$$x_i = f(t_i), \quad y_i = f(\beta_i).$$

В большинстве случаев эти функции линейны и параметрами в них являются шаг подачи каретки и число оборотов барабана в единицу времени.

Зная период сканирования τ , можно осуществить временную разметку зарегистрированного изображения. Обозначим абсциссу некоторой строки изображения через x_0 и время, соответствующее этой строке, через t_0 . Тогда время t_i любой строки изображения с абсциссой x_i может быть определено из выражения

$$t_i = t_0 + \frac{x_i - x_0}{\Delta x} \tau,$$

где Δx — шаг подачи каретки регистрирующего аппарата.

Чтобы получить абсолютное время, необходимое для дальнейшей географической привязки, надо знать истинное время T , соответствующее t_0 . Это время для изображений, получаемых в режиме непосредственной передачи, обычно является либо временем регистрации первой строки изображения (временем включения подачи каретки регистрирующего аппарата), либо временем подачи специального маркера (запись пустой строки или строки повышенной яркости), соответствующего прохождения спутником заданной географической широты. В последнем случае маркер служит не только для выполнения временной привязки, но и упрощает технологию выполнения географической привязки.

9.2. МАТЕМАТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ГЕОГРАФИЧЕСКОЙ ПРИВЯЗКИ

При решении задач географической привязки спутниковой информации используются следующие системы координат:

1) $OX_G Y_G Z_G$ — геоцентрическая прямоугольная гринвичская система координат, центр которой совпадает с центром референц-эллипсоида, ось OX_G направлена в точку пересечения гринвичского меридиана с экватором, ось OZ_G — по оси вращения Земли на север, ось OY_G дополняет систему до правой;

2) $SX_M Y_M Z_M$ — спутниковая местная система координат. Центр S совпадает с центром масс спутника, ось SZ_M совпадает с нор-

маленью к поверхности референц-эллипсоида и направлена от центра Земли, ось SX_M совпадает с вектором абсолютной скорости спутника, ось SY_M дополняет систему до правой;

3) $SX_R Y_R Z_R$ — система конструктивных осей спутника с центром S , лежащим в центре масс спутника. Несовпадение осей системы $SX_R Y_R Z_R$ с осями системы $SX_M Y_M Z_M$ характеризуется углами ориентации спутника, которые по аналогии с углами наклона самолета в полете называют углами тангажа θ , крена γ и рыскания ψ . Углом рыскания называют вращение объекта вокруг вертикальной оси SZ_R , углом крена — вращение вокруг продольной оси SX_R , углом тангажа — вращение вокруг поперечной оси SY_R ;

4) $S'X_{II} Y_{II} Z_{II}$ — спутниковая приборная система координат. Центр системы S' определяется положением приемника излучения в контейнере спутника. В связи с малостью геометрических размеров спутника по сравнению с расстоянием от спутника до Земли можно считать, что центр S' совпадает с центром масс спутника S . Несовпадение осей системы $S'X_{II} Y_{II} Z_{II}$ и системы $SX_R Y_R Z_R$ определяется установочными углами прибора. Относительно осей приборной системы координат определяются углы поворота сканирующего зеркала.

Задача географической привязки может быть решена как задача определения координат точки пересечения луча визирования с поверхностью референц-эллипсоида. Направление луча визирования задается его направляющими косинусами (c, d, l) в приборной системе координат $S'X_{II} Y_{II} Z_{II}$ (направляющими косинусами называются косинусы углов, образуемых лучом визирования с осями системы).

В геоцентрической прямоугольной системе координат $OX_G Y_G Z_G$ направляющие косинусы c', d', l' этого же луча визирования определяются из следующего матричного выражения:

$$\begin{pmatrix} c' \\ d' \\ l' \end{pmatrix} = |A| \cdot |B| \cdot |C| \cdot \begin{pmatrix} c \\ d \\ l \end{pmatrix}, \quad (9.2)$$

где $|C|$ — матрица перехода от приборной системы координат $S'X_{II} Y_{II} Z_{II}$, в которой задаются направляющие косинусы c, d, l луча визирования, к системе конструктивных осей спутника $SX_R Y_R Z_R$; элементы этой матрицы определяются установочными углами прибора, которые, как правило, бывают нулевыми (при этом матрица $|C|$ превращается в единичную диагональную, т. е. не влияет на результат вычислений);

$|B|$ — матрица перехода от системы конструктивных осей спутника к местной орбитальной спутниковой системе $SX_M Y_M Z_M$; эта матрица определяется углами ориентации спутника — тангажом θ ,

креном γ и рысканием ψ , ее элементы определяются из выражений:

$$\begin{aligned} b_{11} &= \cos \psi \cos \vartheta, \\ b_{12} &= -\sin \psi \cos \gamma + \cos \psi \sin \gamma \sin \vartheta, \\ b_{13} &= \sin \gamma \sin \psi + \cos \psi \cos \gamma \sin \vartheta, \\ b_{21} &= \sin \psi \cos \vartheta, \\ b_{22} &= \cos \psi \cos \gamma + \sin \psi \sin \gamma \sin \vartheta, \\ b_{23} &= -\cos \psi \sin \gamma + \cos \gamma \sin \vartheta \sin \psi, \\ b_{31} &= -\sin \vartheta, \\ b_{32} &= \sin \gamma \cos \vartheta, \\ b_{33} &= \cos \gamma \cos \vartheta; \end{aligned}$$

$|A|$ — матрица перехода от системы $SX_M Y_M Z_M$ к геоцентрической системе координат $OX_T Y_T Z_T$; ее элементы выражаются через значения широты B_s и долготы L_s подспутниковой точки и азимут A_v вектора абсолютной скорости спутника:

$$\begin{aligned} a_{11} &= -\sin A_v \sin L_s - \cos A_v \sin B_s \cos L_s, \\ a_{12} &= \cos A_v \sin L_s - \sin A_v \sin B_s \cos L_s, \\ a_{13} &= \cos B_s \cos L_s, \\ a_{21} &= \sin A_v \cos L_s - \cos A_v \sin B_s \sin L_s, \\ a_{22} &= -\cos A_v \cos L_s - \sin A_v \sin L_s \sin B_s; \\ a_{23} &= \cos B_s \sin L_s, \\ a_{31} &= \cos B_s \cos A_v, \\ a_{32} &= \sin A_v \cos B_s, \\ a_{33} &= \sin B_s. \end{aligned}$$

При вычислении матриц $|A|$ и $|B|$ значения углов ориентации ϑ , γ и ψ и координаты спутника берутся для того момента времени t_i , к которому относится данная привязываемая точка, т. е. в формуле (9.2) неявным аргументом является время. Это время определяется в результате временной привязки информации по номеру строки, на которой находится привязываемая точка.

Для определения геоцентрических координат точки пересечения луча визирования с Землей решаются совместно уравнение

эллипсоида и уравнение прямой заданного направления и проходящей через заданную точку — положение спутника:

$$\frac{X^2 + Y^2}{a^2} + \frac{Z^2}{b^2} = 1, \quad (9.3)$$

$$\frac{X - X_s}{c'} = \frac{Y - Y_s}{d'} = \frac{Z - Z_s}{l'}, \quad (9.4)$$

где X, Y, Z — искомые координаты точки пересечения; a, b — большая и малая полуоси референц-эллипсоида; X_s, Y_s, Z_s — координаты спутника в геоцентрической прямоугольной системе; c', d', l' — направляющие косинусы луча визирования в геоцентрической прямоугольной системе.

Координаты спутника X_s, Y_s, Z_s можно вычислить по формулам:

$$\begin{aligned} X_s &= (N + H_s) \cos B_s \cos L_s, \\ Y_s &= (N + H_s) \cos B_s \sin L_s, \\ Z_s &= [(1 - e^2)N + H_s] \sin B_s, \\ N &= \frac{a}{\sqrt{1 - e^2 \sin^2 B_s}}, \end{aligned} \quad (9.5)$$

где B_s, L_s, H_s — широта, долгота и высота спутника на время t_i визирования привязываемой точки; e — эксцентриситет референц-эллипсоида.

Решение системы уравнений (9.3), (9.4) сводится к определению длины D луча визирования от спутника до земной поверхности:

$$\frac{(X_s + Dc')^2 + (Y_s + Dd')^2}{a^2} + \frac{(Z_s + Dl')^2}{b^2} = 1. \quad (9.6)$$

Из двух решений квадратного уравнения выбирается наименьшее, так как большее значение соответствует пересечению луча визирования с невидимой со спутника стороной Земли. Зная D , геодезические координаты визируемой точки легко получить из соотношений:

$$\begin{aligned} X &= X_s + Dc', \quad Y = Y_s + Dd', \quad Z = Z_s + Dl', \\ L &= \arctg \frac{Y}{X}, \quad B = \arctg \frac{Z}{(1 - e^2) \sqrt{X^2 + Y^2}}. \end{aligned} \quad (9.7)$$

Приведенные уравнения (9.2)–(9.7) представляют собой ту общую часть математического аппарата географической привязки, которая может быть использована для привязки данных с любых приборов и спутников. В этом аппарате остались не определены лишь значения направляющих косинусов c, d, l луча визирования в приборной системе координат $S'X_{\Pi}Y_{\Pi}Z_{\Pi}$. Для их определения

необходимо знать способ и закон сканирования, применяемые в данной конкретной наблюдательной системе. В настоящее время в метеорологических наблюдательных системах наиболее часто применяется равномерное сканирование в плоскости, перпендикулярной направлению полета, при котором ось вращения зеркала совпадает с осью $S'X_{п}$, т. е. сканирование осуществляется в плоскости $S'Y_{п}Z_{п}$, а луч визирования в среднем неотклоненном положении зеркала совпадает с направлением оси $-S'Z_{п}$. При таком способе сканирования и линейном изменении угла поворота зеркала β направляющие косинусы луча визирования для привязываемой точки изображения m_i выражаются следующими соотношениями:

$$c = 0, \quad d = \sin \beta_i, \quad l = -\cos \beta_i, \quad (9.8)$$

где угол β_i находится из выражений (9.1).

При других способах и законах сканирования возможны иные зависимости между номером точки m_i , углом отклонения сканирующего зеркала β_i и направляющими косинусами c, d, l , т. е. для них будут иными выражения (9.1) и (9.8).

Таким образом, уравнения (9.1), (9.8), (9.2)—(9.7) полностью и строго решают задачу географической привязки точки изображения m_i . Эти уравнения выражают связь координат точки на изображении и на Земле через координаты и углы ориентации спутника в момент времени t_i визирования точки для заданного закона и способа сканирования.

Если принять Землю за шар радиусом R , то при нулевых углах ориентации $\vartheta = \gamma = \psi = 0^\circ$ для рассмотренного способа сканирования значения географических координат точки визирования могут быть получены из следующих соотношений:

$$\begin{aligned} \sigma_i &= \arcsin \left[\frac{H+R}{R} \sin \beta_i \right] - \beta_i, \\ \varphi_i &= B_i = \arcsin [\cos \sigma \sin B_s + \sin \sigma \cos B_s \sin A_\sigma], \\ \lambda_i &= L_i = L_s \pm \arcsin \left[\sin \sigma \frac{\cos A_\sigma}{\cos B_i} \right]. \end{aligned} \quad (9.9)$$

При круговой орбите координаты спутника B_s и L_s также могут быть определены из достаточно простых формул:

$$\begin{aligned} B_s &= \arcsin (\sin \omega t \sin i), \\ L_s &= L_0 + \arccos \left(\frac{\cos \omega t}{\sin B_s} \right) + \Omega t, \end{aligned} \quad (9.10)$$

где ω — средняя угловая скорость движения спутника; Ω — угловая скорость вращения Земли; L_0 — долгота восходящего узла;

i — угол наклона плоскости орбиты к плоскости экватора; t — интервал времени, прошедший с момента прохождения спутником восходящего узла.

От полученных по (9.1)—(9.8) или (9.9), (9.10) значений широт и долгот точек легко перейти к картографическим координатам любой заданной проекции.

В ходе поэлементной привязки информации по уравнениям (9.1)—(9.8) или (9.9), (9.10) может быть построена и географическая сетка для принятого изображения. Вычислительный алгоритм может быть реализован по следующей схеме.

1. Для заданного текущего времени t текущей строки сканирования n по данным прогноза движения ИСЗ выбираются значения широты B_s , долготы L_s , азимута A_v и высоты H_s спутника.

2. Считая, что в течение одной строки сканирования положение спутника остается неизменным, используя выражения (9.1)—(9.8) или (9.9), (9.10), вычисляются координаты B_i и L_i всех точек данной строки сканирования.

3. По известным координатам двух смежных точек строки сканирования (B_i, L_i и B_{i+1}, L_{i+1}) определяется, проходит ли между этими точками меридиан или параллель, кратная заданному числу градусов. Для этого проверяется выполнение соотношений:

$$\left[\frac{B_{i+1}}{\Delta B} \right] - \left[\frac{B_i}{\Delta B} \right] \geq 1, \quad \left[\frac{L_{i+1}}{\Delta L} \right] - \left[\frac{L_i}{\Delta L} \right] \geq 1, \quad (9.11)$$

где в квадратные скобки заключена целая часть отношения, а ΔB и ΔL соответствуют выбранному шагу географической сетки по широте и долготе.

При выполнении условий (9.11) между точками i и $i+1$ проходит меридиан или параллель.

4. Повторяя этапы 1—3 для всей совокупности строк, каждая из которых задается своим временем t , получаем координаты точек изображения, через которые проходят линии меридианов и параллелей. От номера строки и элемента можно перейти к координатам x и y зарегистрированного изображения. Графическое оформление этого и завершает процесс построения сетки.

Приведенный алгоритм, являясь универсальным, обладает одним недостатком — избыточностью вычислений при построении географической сетки. Для исключения избыточности вычислений необходимо использовать формулы перехода от координат точек на Земле к их координатам на изображении. Приведенные уравнения (9.1)—(9.8) или (9.9), (9.10), обеспечивающие точное определение земных координат точки по ее положению на изображении, не могут быть непосредственно использованы для обратного перехода, поскольку время t_i визирования заданной точки земной поверхности со спутника неизвестно.

Для построения географической сетки на принятом изображении возможен несколько иной подход, который сокращает избы-

точность вычислений. Идея его состоит в том, чтобы для плоскости сканирования на каждой строке (полагая, что положение спутника для нее остается неизменным) определить точки ее пересечения с плоскостями заданных меридианов и параллелей на поверхности эллипсоида. Для определения координат точки пересечения должны быть совместно решены уравнения трех перечисленных поверхностей. Уравнение плоскости сканирования записывается в виде

$$(X - X_s) c'_n + (Y - Y_s) d'_n + (Z - Z_s) l'_n = 0, \quad (9.12)$$

где X_s, Y_s, Z_s — геоцентрические прямоугольные координаты спутника; c'_n, d'_n, l'_n — направляющие косинусы единичного вектора, нормального к плоскости сканирования, в геоцентрической прямоугольной системе координат. Величины c'_n, d'_n, l'_n могут быть получены из уравнения

$$\begin{pmatrix} c'_n \\ d'_n \\ l'_n \end{pmatrix} = |A| \cdot |B| \cdot |C| \cdot \begin{pmatrix} 1 \\ 0 \\ 0 \end{pmatrix},$$

где $(1, 0, 0)$ — направляющие косинусы нормали к плоскости сканирования в приборной системе координат, а матрицы $|A|, |B|$ и $|C|$ те же, что и в уравнении (9.2).

Уравнения плоскости меридиана и плоскости параллели имеют соответственно вид:

$$X \sin L_M - Y \cos L_M = 0, \quad (9.13)$$

$$Z - (1 - e^2) N \sin B_P = 0, \quad (9.14)$$

где L_M — долгота, B_P — широта.

Уравнение поверхности эллипсоида (9.3) приводилось ранее.

После того как в результате решения систем из трех уравнений (9.12), (9.13), (9.3) или (9.12), (9.14), (9.3) будут найдены координаты X, Y, Z точки пересечения заданных поверхностей, направляющие косинусы луча визирования на полученную точку в геоцентрической прямоугольной системе координат могут быть определены из следующих соотношений:

$$c' = (X - X_s)/D, \quad d' = (Y - Y_s)/D, \quad l' = (Z - Z_s)/D, \quad (9.15)$$

где

$$D = \sqrt{(X - X_s)^2 + (Y - Y_s)^2 + (Z - Z_s)^2}.$$

Направляющие косинусы c , d , l луча визирования в приборной системе координат могут быть определены из уравнения

$$\begin{pmatrix} c \\ d \\ l \end{pmatrix} = |C|^{-1} \cdot |B|^{-1} \cdot |A|^{-1} \cdot \begin{pmatrix} c' \\ d' \\ l' \end{pmatrix}, \quad (9.16)$$

где $|C|^{-1}$, $|B|^{-1}$, $|A|^{-1}$ — матрицы, обратные матрицам, описанным в (9.2).

Используя уравнения связи направляющих косинусов с углами отклонения сканирующего зеркала β (9.8), можно определить угол β_i при наблюдении данной точки, а затем на основании закона сканирования и номер элемента на строке. Если угол β_i превышает максимальные значения, то, значит, рассматриваемая параллель или меридиан не попадает в полосу обзора спутника на данной строке.

Определенные для каждой строки координаты пересечения ее со всеми возможными параллелями и меридианами дают ту совокупность точек, которая образует изображение географической сетки.

Если принять Землю за шар, а углы ориентации положить равными нулю, то из решения сферического треугольника, вершинами которого являются Северный полюс, подспутниковая точка и точка визирования, можно получить следующее уравнение, связывающее координаты B и L точек земной поверхности, лежащих на строке сканирования:

$$\operatorname{tg} B \cos B_s = \sin B_s \cos (L - L_s) - \operatorname{tg} A_v \sin (L - L_s). \quad (9.17)$$

В этом случае процесс вычисления географической сетки можно организовать следующим образом:

1. Для момента времени t , соответствующего данной строке n сканирования, на основе прогноза движения ИСЗ получаются значения B_s , L_s , A_v , H .

2. Для точек земной поверхности с заданными координатами $L = L_m$ из (9.17) получают соответствующие им значения B'_m и наоборот, для заданных значений $B = B_n$ получают соответствующие им значения L'_n .

3. Подставляя пары полученных значений B и L (L_m , B'_m или B_n , L'_n) в (9.18), определяют угол визирования β точек земной поверхности со спутника S :

$$\beta = \operatorname{arctg} \left\{ \frac{R \sin (L - L_s) \frac{\cos B}{\cos A_v}}{H + R [1 - \sin B \sin B_s - \cos B \cos B_s \cos (L - L_s)]} \right\}, \quad (9.18)$$

а далее, используя закон сканирования, и номер точки m_i на строке.

4. По номерам строк n и номерам элементов m формируется поле сетки.

Следует заметить, что и уравнение (9.12) и уравнения (9.17), (9.18) справедливы для случая, когда сканирование производится в плоскости $S'Y_{II}Z_{II}$ приборной системы координат.

9.3. ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ПРИВЯЗКА КОСМИЧЕСКИХ СНИМКОВ, ПОЛУЧЕННЫХ В РЕЖИМЕ НЕПОСРЕДСТВЕННОЙ ПЕРЕДАЧИ ИНФОРМАЦИИ

Прием сигналов от системы непосредственной передачи (АПТ), установленной на спутниках метеорологической космической системы «Метеор» (или НОАА), ведется в то время, когда спутники пролетают в зоне радиовидимости наземного пункта приема. Для получения неискаженного сигнала во время приема антенна пункта приема должна быть направлена на МСЗ. Процесс наведения антенны на спутник называется *слежением*. Для выполнения *слежения* требуется знать момент времени входа спутника в зону радиовидимости приемного пункта и момент выхода, а также азимут и высоту спутника над плоскостью местного горизонта для всего периода нахождения спутника в зоне радиовидимости. Совокупность перечисленных выше параметров называется *целеуказаниями*, а процесс их определения — *вычислением целеуказаний*.

Определение целеуказаний может быть реализовано тремя способами: графическим, аналитическим и табличным. *Графический метод* предполагает использование специального планшета и диаграммы слежения. *Аналитический метод* вычисления целеуказаний основан на использовании вычисленных пространственных координат спутника на каждый момент времени. *Табличный метод* определения целеуказаний предполагает развитие аналитических основ расчета.

Остановимся несколько подробнее на графическом методе определения целеуказаний. Исходными данными для расчета целеуказаний являются телеграммы из соответствующих служб, которые передаются по линиям связи в виде сводки, закодированной специальным кодом. После расшифровки телеграммы производится расчет целеуказаний с помощью специального планшета и диаграммы слежения.

9.3.1. Планшет и диаграммы слежения

Расчет целеуказаний для слежения за спутником может быть выполнен с помощью планшета, который широко используется на сети АППИ (рис. 9.1). Планшет состоит из двух частей:

— деревянного или металлического основания, на которое наклеена карта северного или южного полушария (в отдельных

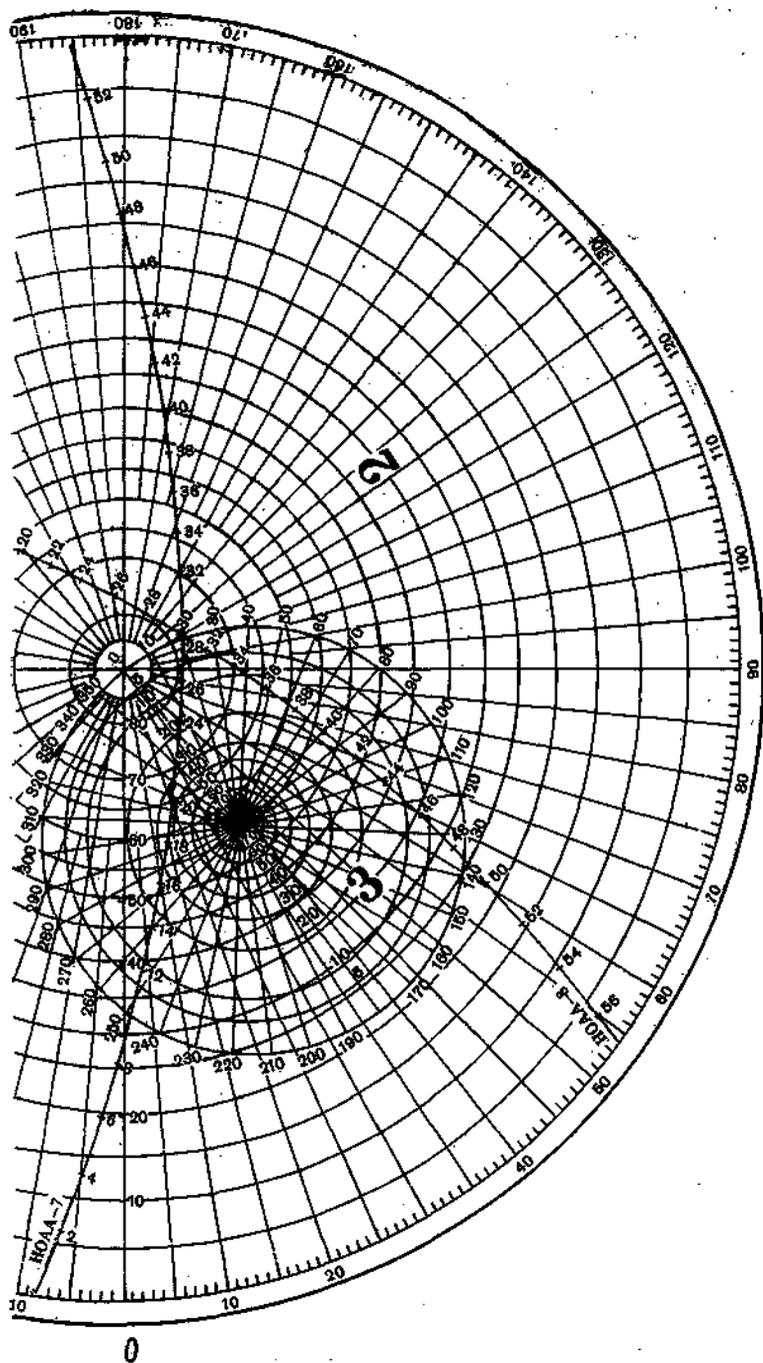


Рис. 9.1. Планшет с проекциями орбит и диаграммой слежения.

случаях карта тропической зоны) любого масштаба. Наиболее часто на АППИ используется карта полярной стереографической проекции масштаба 1 : 30 000 000;

— вращающегося целлулоидного круга (или линейки) с нанесенной на нем проекцией орбиты одного из витков спутника на поверхность Земли (в масштабе используемой карты).

Проекция орбиты МСЗ строится по данным телеграмм, поступающих из соответствующих служб. На проекцию орбиты нанесены минутные метки. Оцифровка меток ведется от момента пересечения спутником восходящего узла орбиты, который принимается за начало отсчета.

На карте, наклеенной на основании планшета, в зоне радиовидимости АППИ строится *диаграмма слежения*. Она представляет собой круговую (или эллиптическую) номограмму для графического определения азимута и угловой высоты спутника над горизонтом в любой точке орбиты внутри зоны радиовидимости (см. рис. 9.1). Для построения окружностей диаграммы слежения, по которым определяются угловые высоты спутника, рассмотрим зависимость между геоцентрическим углом C и соответствующим ему угловым превышением h спутника S над горизонтом пункта приема информации. Из схемы рис. 9.2 видно, что

$$C = 180 - \left[\beta + \arcsin \left(\frac{R \sin \beta}{H + R} \right) \right], \quad (9.19)$$

где C — геоцентрический угол в градусах большого круга, H — средняя высота спутника и R — средний радиус Земли в километрах, β — угол между направлением на спутник и направлением к центру Земли.

С помощью формулы (9.19) можно произвести необходимый для построения диаграммы слежения расчет геоцентрических углов.

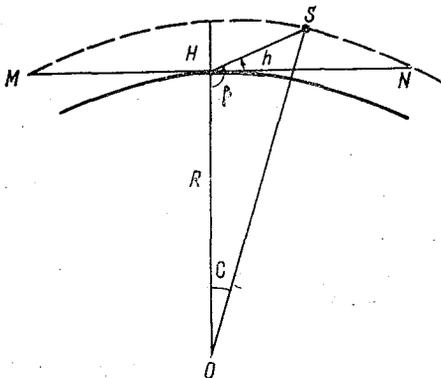


Рис. 9.2. Схема для расчета геоцентрических углов (C).

Рассчитанные для конкретной высоты спутника значение угла C откладываются на бланке карты планшета (см. рис. 9.1) от точки, соответствующей положению наземной приемной станции, по меридиану к северу и югу в градусах широты. Далее через каждую пару полученных точек проводится окружность радиусом, равным половине отрезка между этими точками. Такие окружности проводятся для всех значений C . Внешняя окружность соответствует угловой высоте спутника 0° , последующие — 10 , 20 и далее до 70° через 10° . Каждая из окружностей делится на 10 -градусные интервалы от направления на север. Получаемые точки соединяются, образуя несколько искривленные радиальные линии. Оцифровка их также начинается от направления на север. Таким образом, окружности диаграммы слежения служат для определения угловой высоты спутника h , а радиальные линии — для определения азимута антенны A .

9.3.2. Расчет целеуказаний

Графический метод расчета целеуказаний связан с использованием планшета и диаграммы слежения. Вычисления целеуказаний могут быть выполнены в следующей последовательности:

1. Нулевая минута, соответствующая восходящему узлу проекции орбиты, нанесенной на подвижный круг (или линейку), совмещается с обозначенной на карте (нижняя часть планшета) датой восходящего узла первого из ожидаемых витков. Если виток проходит через зону радиовидимости станции и не попадает в неосвещенную часть Земли, то для нее заполняется бланк «целеуказаний для слежения».

2. Определяется время вхождения ($t_{вх}$) в зону радиовидимости путем прибавления числа минут, обозначенных на метке проекции орбиты в точке пересечения ее с внешним кругом диаграммы слежения на входе, к времени восходящего узла данного витка:

$$t_{вх} = t_{восх. узла} + \Delta t. \quad (9.20)$$

3. Для каждой минутной метки проекции орбиты, начиная от пересечения этого же круга на входе, определяются угловая высота спутника h и азимут антенны A и записываются в соответствующие графы таблицы.

4. Определяется время выхода ($t_{вых}$) спутника из зоны радиовидимости путем прибавления числа минут, обозначенных на метке проекции орбиты в точке пересечения ее с внешним кругом диаграммы слежения на выходе из зоны радиовидимости, к времени восходящего узла:

$$t_{вых} = t_{восх. узла} + \Delta t. \quad (9.21)$$

Согласно изложенной методике, могут быть составлены целеуказания, которые позволяют осуществить слежение за спутником и прием информации.

Рассмотренная методика расчета целеуказаний обеспечивает высокую точность. В то же время сопровождение спутника антенной осуществляется дискретно в соответствии с рассчитываемыми через минутные интервалы целеуказаниями, т. е. с некоторыми отклонениями от линии максимальной мощности диаграммы направленности антенны. С учетом того что раствор диаграммы направленности достаточно велик и составляет около 35° , мощность принятого сигнала существенно не меняется. Это обстоятельство может быть положено в основу предварительного расчета стандартных целеуказаний. Для составления стандартных целеуказаний, нашедших широкое применение в повседневной работе АППИ, используются орбиты, долготы восходящих узлов которых кратны пяти и которые проходят через зону радиовидимости данного пункта. Для каждой конкретной орбиты указывается время вхождения в зону радиовидимости и стандартные целеуказания ближайшей (по долоте восходящего узла) стандартной орбиты. Разница между долготами восходящего узла конкретной и стандартной орбит обычно не превышает $2,5^\circ$, а ошибка в определении самих целеуказаний — 5° . Применение стандартных целеуказаний упрощает работу на пункте приема и практически не сказывается на качестве снимков.

9.3.3. Особенности временной и географической привязки снимка

Практическая ценность космических снимков существенно зависит от временной и географической привязки, которые выполняются в определенной последовательности.

Для привязки снимка к местности необходимо знать точное время, когда была экспонирована по крайней мере одна точка (или строка) изображения. Время экспонирования остальных участков снимка и соответствующие им географические координаты могут быть рассчитаны с учетом элементов орбиты, параметров бортовой и наземной аппаратуры.

В ГосНИЦИПре создана современная методика временной и географической привязки, которая рекомендована для практического использования на АППИ страны. Согласно этой методике, временная привязка снимков может быть осуществлена двумя способами.

Первый способ. Этот способ заключается в определении времени пересечения МСЗ заданной географической широты (Δt_1), кратной 10° и являющейся ближайшей к широте расположения данного АППИ. С этой целью из специальных телеграмм определяется время полета МСЗ от экватора до заданной географической

широты ($t_{згш}$). В этом случае заданное время может быть определено из следующего соотношения:

$$t_{згш} = t_{восх. узла} + \Delta t_1. \quad (9.22)$$

Второй способ. Он заключается в определении времени включения ($t_{вкл}$) хода каретки регистрирующего устройства в момент нахождения МСЗ над районом, с которого необходимо начать съем информации. В этом случае используется планшет (см. рис. 9.1), где определяется время пролета спутника от экватора до интересующего района съемки (Δt_2). Время включения регистрирующего устройства определяется соотношением

$$t_{вкл} = t_{восх. узла} + \Delta t_2. \quad (9.23)$$

Определенное тем или иным способом время включения регистрирующего устройства является своеобразной реперной меткой для выполнения дальнейшей операции, связанной уже с географической привязкой снимка.

Географическая привязка снимка заключается в наложении определенным образом координатной сетки. Расчет координатных сеток осуществляется по методике, изложенной в данной главе. На автономных пунктах приема космических изображений имеется набор координатных сеток, построенных для пяти условных витков, конкретных МСЗ. В качестве условных витков принимаются витки, имеющие долготы восходящих узлов, отличающиеся на 1° . Уточнение географической привязки в пределах этого градуса осуществляется за счет смещения изображения относительно края сетки. Не останавливаясь на методике построения и наложения координатной сетки на снимок, отметим, что каждая координатная сетка применима для наложения на снимки как для восходящих, так и нисходящих участков орбиты.¹ Координатная сетка рассчитывается для всего витка. Для удобства использования сетка разбивается на отдельные участки, причем каждая координатная сетка участка отличается от другой сетки значениями центральных параллелей. Весь комплект составляет пять бланков координатных сеток. Для выполнения географической привязки используется восемь комплектов координатных сеток. Значения центральных параллелей каждого комплекта сеток 0, 10, 20, 30, 40, 50, 60, 70. Каждая координатная сетка позволяет охватывать полосу изображения размером $\pm (20 \dots 30)^\circ$ широты.

Таким образом, географическая привязка снимка, полученного в режиме непосредственной передачи информации, заключается

¹ Методика наложения координатной сетки, т. е. географическая привязка снимка, подробно изложена в «Руководстве по использованию спутниковых данных в анализе и прогнозе погоды».

в совмещении реперной метки (засечки) на изображении, полученной первым или вторым способом временной привязки, с соответствующими центральными штрихами на координатной сетке.

9.4. НЕКОТОРЫЕ ОШИБКИ, ВОЗНИКАЮЩИЕ ПРИ ГЕОГРАФИЧЕСКОЙ ПРИВЯЗКЕ СНИМКОВ

Многолетний опыт обработки и анализа космических снимков, накопленный в ГосНИЦИПРе, позволяет установить наиболее характерные ошибки, вносящие суммарный эффект в географическую привязку снимков. Источники этих ошибок могут быть объединены в три основные группы:

1) ошибки расчетного характера, т. е. ошибки, связанные с расчетом и построением географических координатных сеток. Значения этих ошибок зависят от конкретного алгоритма, используемого для вычисления географической сетки, и от того приближения, которое используется для прогноза движения метеорологического спутника Земли;

2) ошибки приборного характера, т. е. ошибки, связанные с работой спутника и бортовых систем (нарушение нормальной ориентации МСЗ или отсутствие данных об истинных углах ориентации; отклонение реального закона сканирования от заданного; несовпадение координатных осей прибора с конструктивными осями спутника и др.);

3) ошибки технологического характера, т. е. ошибки связанные с технологией выполнения привязки: ошибки временной привязки, дискретность наборов координатных сеток по высотам и долготам восходящих узлов, ошибки визуального совмещения, нелинейность разверток регистраторов, деформации фотоматериалов и т. д.

Анализ ошибок географической привязки снимков показывает, что не все источники ошибок могут быть оценены количественно заранее. Это связано с тем, что не всегда известны истинные факторы, вызывающие ошибку. Поэтому оценку точности реализованного метода географической привязки производят путем непосредственного сопоставления координат видимых на изображении ориентиров, полученных в результате привязки, с истинными значениями координат, взятыми из каталогов или снятыми с крупномасштабных карт.

Глава 10. МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ДЕШИФРИРОВАНИЕ КОСМИЧЕСКИХ СНИМКОВ ЗЕМЛИ

Дешифрированием называется процесс распознавания облачности, снега, льда и объектов земной поверхности по космическим снимкам. При дешифрировании необходимо, по возможности, получить

оптимальное число разнообразных характеристик, позволяющих дать правильную качественную и количественную оценки объекта, изображенного на снимке. Так, в случае дешифрирования снимка с изображением облачности очень важно получить комплексную характеристику, в которую должны войти такие величины, как количество, тип и высота верхней границы облаков.

Для правильного и более полного дешифрирования снимков необходимо знать основные закономерности процессов отражения и ослабления в видимом участке спектра, излучения и ослабления в инфракрасном и микроволновом диапазонах, отражательные и излучательные свойства различных подстилающих поверхностей, а также характерные структурные особенности метеорологических объектов и подстилающей поверхности.

10.1. ОСОБЕННОСТИ ПОЛУЧЕНИЯ ИЗОБРАЖЕНИЙ В РАЗЛИЧНЫХ УЧАСТКАХ СПЕКТРА

Метеорологическое дешифрирование космических снимков, полученных в различных диапазонах, отличаются друг от друга как по форме, так и по содержанию. Разный подход к дешифрированию снимков, в первую очередь, определяется различием физических основ их получения.

В гл. 3 были рассмотрены вопросы влияния атмосферы на прохождение электромагнитных волн в различных участках спектра. С учетом этого остановимся на физических основах получения изображений в видимом, инфракрасном и микроволновом диапазонах.

Видимый участок спектра. Основными объектами прослеживания со спутников в видимом участке спектра являются облака и открытые участки земной поверхности на освещенной стороне Земли. Возможность обнаружения облачности на фоне подстилающей поверхности заключена в их различной способности отражать падающую на них прямую и рассеянную радиацию, благодаря чему на снимках, полученных в видимом участке спектра, они характеризуются различной яркостью B . В свою очередь, яркость поверхности объекта определяется интенсивностью отраженного светового потока и зависит от его освещенности E , коэффициента отражения P . Эта зависимость может быть записана в виде соотношения

$$B = \frac{1}{\pi} P E. \quad (10.1)$$

Анализ формулы (10.1) показывает, что яркость поверхности объектов, имеющих одинаковые отражательные свойства, возрастает при увеличении освещенности и ослабевает при ее уменьшении. Естественно, что яркость объектов с различными отражательными свойствами различна при одной и той же освещенности.

Важнейшим фактором, определяющим освещенность поверхности объекта, является высота Солнца. В зависимости от изменения высоты Солнца существенно меняется и освещенность поверхности. Среди других не менее важных факторов, влияющих на освещенность, необходимо указать на прозрачность атмосферы, на наклон поверхности, ее шероховатость и др.

Наличие в атмосфере аэрозоля в виде капель воды, кристалликов льда, пыли, дымовых частиц и др., заметно влияет на прозрачность атмосферы. С увеличением содержания аэрозолей уменьшается освещенность прямым и возрастает освещенность рассеянным светом. Так как атмосфера практически всегда замутнена, то при низком положении Солнца происходят существенные потери в общей освещенности горизонтальной поверхности.

Верхняя кромка облаков, как это показывают результаты самолетного зондирования, редко бывает однородной по высоте. Здесь могут наблюдаться поднимающиеся в виде огромных образований мощные кучевые и кучево-дождевые облака, вертикальная протяженность которых несколько километров, а горизонтальные размеры 10—15 км и более. Обращенные к Солнцу наклонные участки облачного покрова и особенно боковые поверхности мощных кучевых и кучево-дождевых облаков на снимках, полученных в видимом участке спектра, выглядят более яркими, чем горизонтальные поверхности с такими же отражательными свойствами.

Неровность (шероховатость) верхней кромки сплошного облачного покрова и открытых участков поверхности приводит к созданию большого количества теней. Количество теней определяется шероховатостью поверхности и углом падения солнечных лучей. Чем больше шероховатость поверхности и меньше угол падения солнечных лучей, тем большее количество теней может быть обнаружено на снимке. В качестве параметра, характеризующего способность объекта отражать падающую на него радиацию, используется *коэффициент отражения*, или *альbedo*. Известно, что альbedo будет различным для разных длин волн падающей радиации и определяется в процентах из соотношения

$$A = \frac{E_{\text{отр}}}{E_{\text{пад}}} \cdot 100, \quad (10.2)$$

где $E_{\text{отр}}$ — световой поток, отраженный поверхностью по всем направлениям; $E_{\text{пад}}$ — световой поток, падающий на поверхность (освещенность).

Установлено, что отражательные свойства облаков тесно связаны с их поглощательной способностью и пропусканием прямой и рассеянной солнечной радиации, а также с отражательной способностью находящейся под облаками подстилающей поверхности. Альbedo облаков в основном определяется их вертикальной мощностью, водностью, фазовым состоянием, высотой Солнца.

В табл. 10.1 приведены средние значения альbedo различных облаков, измеренные по изображениям, полученным в видимом участке спектра.

Таблица 10.1

Среднее альbedo различных облаков, измеренное по изображениям, полученным в видимом участке спектра (облаками закрыто более 80 % выделенной площади)

Форма облаков	A %
Кучевые хорошей погоды над сушей	29
Перисто-слоистые над сушей	32
Перистые над сушей	36
Слоистые (тонкие)	42
Массивы слоисто-кучевых (внутри сплошного облачного покрова над океаном)	60
Слоистые (мощные)	64
Слоисто-кучевые (значительные над сушей)	68
Кучевые и слоисто-кучевые (значительные над сушей)	69
Перисто-слоистые (мощные, с нижележащей облачностью и осадками)	74
Кучево-дождевые (мелкие, вершины на высоте 6 км)	86
Кучево-дождевые (крупные и мощные)	92

Анализ табл. 10.1 показывает, что среднее значение альbedo, измеренное по изображениям, полученным в видимом участке спектра для облаков верхнего яруса — перистых и перисто-слоистых, невелико и находится в пределах 32—36 %. Эти облака, несмотря на значительную в среднем мощность (1,5—2,5 км), состоят из ледяных кристаллов, отличаются незначительной водностью (0,002—0,003 г/м³) и поэтому почти прозрачны для солнечной радиации.

Облака среднего яруса — высоко-кучевые и высоко-слоистые — характеризуются по сравнению с облаками верхнего яруса в среднем меньшей вертикальной мощностью. Толщина высоко-кучевых облаков составляет примерно 300 м, а высоко-слоистых — от 600 до 1000 м. Однако водность облаков среднего яруса больше водности облаков верхнего яруса (0,07—0,09 г/м³) из-за наличия водяных капель. В связи с этим альbedo облаков среднего яруса значительно больше, чем облаков верхнего яруса; по современным оценкам, альbedo равно 40—50 %.

Значения альbedo облаков нижнего яруса — слоисто-кучевых, слоистых и слоисто-дождевых, в соответствии с данными табл. 10.1, изменяются от 42 до 69 %.

Облака нижнего яруса характеризуются еще большей водностью (0,014—0,22 г/м³). Вертикальная мощность слоисто-кучевых облаков в среднем близка к вертикальной мощности облаков среднего яруса и колеблется в пределах 300—600 м. Мощность слоисто-дождевых облаков может достигать 5—6 км и более.

Облака вертикального развития отличаются большой изменчивостью альбедо. Так, кучево-дождевые облака имеют среднее альбедо около 90 %, а кучевые облака хорошей погоды — около 30 %. Это объясняется большой изменчивостью водности облаков (от 0,38 до 1,70 г/м³) и их вертикальной мощности (от сотен метров до 10—12 км). Экспериментальные оценки альбедо различных облаков показывают, что средние значения альбедо кучевых облаков близки к среднему значению альбедо слоисто-кучевых облаков.

Таким образом, в соответствии со средними значениями альбедо (и с возрастающими значениями водности), по отражательным характеристикам облака можно расположить в следующем порядке: перистые, слоистые, слоисто-кучевые и кучевые, кучево-дождевые. В отличие от облаков объекты земной поверхности обычно не отражают заметного количества радиации из своих внутренних областей в виде рассеянного света. Световой поток, вошедший внутрь этих тел, поглощается, и отраженный свет в основном идет от поверхности объекта. Альбедо различных видов подстилающей поверхности (табл. 10.2) зависит от ее физических свойств, влажности и шероховатости. Оно уменьшается с возрастанием влажности и увеличением шероховатости объектов. Поверхности почв и растительный покров светлого цвета (белый и светлый песок, светлый серозем, желтого цвета рожь и пшеница) имеют большее альбедо, чем поверхности почв и растительный покров темного цвета (чернозем, хвойный лес). Особенно велика изменчивость альбедо снега. Если для свежеснеженного, сухого и чистого снега альбедо колеблется в пределах 86—95 %, то для загрязненного, сильно пропитанного водой и пористого снега оно уменьшается до 30 %.

Сравнительный анализ альбедо облаков (см. табл. 10.1) и подстилающей поверхности (см. табл. 10.2) показывает, что расхожде-

Таблица 10.2

Альбедо различных видов подстилающей поверхности

Вид подстилающей поверхности	А %
Водная поверхность	2—6
Чернозем	11
Древесная растительность	10—18
Хвойный лес	12
Травяной покров	18—20
Загрязненный влажный снег	20—30
Поверхность глинистой пустыни	29—31
Песок белый	34—40
Лед (в зависимости от сплоченности и заснеженности)	30—70
Свежеснеженный снег	80 (в условиях Арктики 96—98)
Снежная поверхность Антарктиды (среднее значение за год)	83—84

ния между ними колеблются в широких пределах. Если альbedo облаков нижнего яруса в среднем превышает альbedo подстилающей поверхности на 50—60 %, то значение этого параметра у облаков верхнего яруса в среднем отличается от альbedo подстилающей поверхности сравнительно мало, на 19—20 %. Наименьшее различие (2—8 %) между альbedo облаков верхнего яруса и подстилающей поверхности при больших высотах Солнца. В связи с этим могут возникать большие трудности в обнаружении облаков верхнего яруса над открытыми участками поверхности Земли по снимкам, полученным в видимом диапазоне спектра. В том случае, когда в облачном покрове наблюдаются просветы или разрывы, общее альbedo видимого с МСЗ облачного покрова уменьшается. Если облачный покров складывается из мелких облачных элементов, разделенных такими же небольшими просветами, то при общем снижении яркости просветы на снимке видимого диапазона не обнаруживаются.

Инфракрасный участок спектра. Возможность обнаружения облачности на ИК снимках основана на наличии энергетических контрастов как между облаками и подстилающей поверхностью, так и между разными типами облаков, обусловленных различием температур излучающих поверхностей.

Исследования теплового излучения системы Земля — атмосфера позволяют с достаточной степенью точности считать, что как поверхность Земли, так и облачность излучают в ИК области спектра подобно абсолютно черному телу. Обычно в тропосфере температура убывает с высотой, поэтому в большинстве случаев облачность излучает при более низких температурах, чем подстилающая поверхность, тогда в соответствии с законом Стефана—Больцмана интенсивность излучения облаков будет намного меньше интенсивности излучения подстилающей поверхности.

В гл. 3 рассмотрен вопрос о поглощении ИК радиации водяным паром, углекислым газом, озоном и другими компонентами атмосферы. Установлено, что наибольшая прозрачность атмосферы наблюдается в окнах прозрачности. На современных МСЗ инфракрасная съемка проводится в длинноволновом окне прозрачности 8—12 мкм. Известно, что облака (за исключением тонких Ci) непрозрачны для ИК лучей с длиной волны 8—12 мкм, поэтому радиометром измеряется энергия, излучаемая поверхностью Земли в районах, свободных от облаков, или верхней границей облачного покрова. Интенсивность попадающей на спутник радиации измеряется в пределах элементарного угла зрения спутника.

Полученные сигналы могут пересчитываться в значения *эквивалентной температуры*¹ для каждого элемента разрешения или

¹ *Эквивалентной радиационной температурой* называется температура абсолютно черного тела, генерирующего то же излучение, что и данная поверхность.

при помощи особых устройств преобразовываться в изображение излучающих поверхностей.

Инфракрасные изображения получаются благодаря наличию энергетических контрастов между подстилающей поверхностью и облаками, поэтому эти снимки называются тепловыми. На таких тепловых инфракрасных снимках объекты, имеющие более высокую температуру и, следовательно, излучающие большее количество лучистой энергии, имеют более яркий тон изображения, чем объекты с меньшей температурой.

Облака в большинстве случаев имеют температуру ниже, чем подстилающая поверхность, и на стандартных тепловых снимках облачность имела бы более темный тон изображения, чем подстилающая поверхность. Для того чтобы приблизить зрительное восприятие тепловых снимков к снимкам в видимом участке спектра, в практике используют негативные отпечатки инфракрасных снимков. На этих снимках более холодная облачность имеет светлый тон изображения, а теплая подстилающая поверхность — темный тон изображения. Наиболее яркие участки на ИК снимках соответствуют облакам, достигшим наибольших высот и имеющим наиболее низкую температуру верхней границы. Менее яркие участки соответствуют облакам с более высокой температурой верхней границы или тонким облакам верхнего и среднего ярусов и облачным массивам с просветами, излучение от которых смешивается с излучением от земной поверхности.

При мощных приземных инверсиях, возникающих ночью, в холодное время года вследствие сильного выхолаживания, верхняя граница слоистой облачности может иметь более высокую температуру, чем подстилающая поверхность. В этом случае облака на ИК снимках выглядят темнее безоблачного пространства, их принято называть черными слоистыми облаками.

На ИК изображениях поверхность суши в основном имеет темно-серый тон, но вследствие ее температурной неоднородности выражена различными полутонами. Так, низменные участки местности по тону изображения отличаются от участков, расположенных более высоко над уровнем моря. Наличие большого теплового контраста между сушей и водной поверхностью позволяет на снимках различать береговые линии морей, очертания озер и крупных рек, изменение тона водной поверхности в зависимости от смены дня и ночи.

Микроволновый участок спектра. Анализ теплового излучения системы Земля—атмосфера в микроволновом диапазоне спектра (см. гл. 3) показывает, что интенсивность излучения реальных тел, в том числе, естественно, и метеорологических объектов, определяется двумя величинами: их термодинамической температурой и излучательной способностью (спектральным коэффициентом излучения). Спектральный коэффициент излучения подстилающей поверхности зависит от вида излучающего объекта (суша, вода, лед

и т. п.), структуры поверхности, температуры, солености (для водной поверхности), угла визирования, вида поляризации и, разумеется, от длины излучаемых радиоволн. Измерение интенсивности микроволнового излучения, как показано в гл. 5, могут производиться в различных режимах. В частности, в результате измерения в режиме сканирования получается поле радиояркостных температур. Аналоговая форма этих измерений представляет собой полутоновое СВЧ изображение, на котором большему значению радиояркостных температур соответствует более яркий тон изображения.

Возможность обнаружения облачности на СВЧ снимках, так же как и в ИК диапазоне, основана на наличии контрастов, т. е. разницы в потоках излучения различных объектов. Однако наличие этих контрастов на СВЧ изображениях обусловлено не одной температурой излучающих поверхностей, как на ИК снимках, а совокупностью многих факторов, и в частности коэффициента излучения.

В связи с тем, что спектральный коэффициент излучения суши в 2,0—2,5 раза больше коэффициента излучения морской поверхности, на СВЧ снимках всегда отчетливо видна граница вода—суша, т. е. очертания материков и островов. Суша характеризуется ярко-белым тоном изображения, морская вода (поверхность океана)—темно-серым. Четко на снимках видна и граница вода—лед, так как коэффициент излучения льда также значительно больше коэффициента излучения воды. В микроволновом диапазоне излучение подстилающей поверхности поглощается облачностью лишь частично, а собственное излучение облаков формируется во всей их толще и зависит, помимо средней температуры облачного слоя, от его физического состояния, в частности от содержания в нем жидкокапельной воды и ее химических свойств. Этот факт имеет важное значение. Энергетические контрасты между облаками и сушей или отрицательные, или (в случае мощной облачности и осадков) близки к нулю, а между морской поверхностью и облаками всегда положительные. Поэтому облачные образования оказываются невидимыми на фоне «горячей» суши и отлично просматриваются над «холодной» морской поверхностью (при наличии определенных энергетических контрастов).

Так как кристаллические облака прозрачны для микроволнового излучения подстилающей поверхности и сами не излучают электромагнитную энергию в этом диапазоне, то на СВЧ снимках они не видны, каким бы плотным и мощным ни был их слой. Интенсивность излучения (радиояркостные температуры) атмосферы и облаков, от которой зависит тон их изображения на СВЧ снимках, на длине волны 0,8 см пропорциональна количеству водяного пара и жидкокапельной воды в атмосфере. С увеличением содержания воды в атмосфере растет интенсивность излучения. Поэтому, чем больше вертикальная мощность жидкокапельной части облака,

тем светлее тон его изображения на СВЧ снимке. Самый яркий тон изображения (за исключением материков) имеют облака, из которых выпадают умеренные и сильные осадки. Рост радиоярких температур с увеличением содержания жидкокапельной воды в атмосфере происходит лишь до определенного предела, после которого, как бы ни увеличивалось содержание воды в атмосфере, возрастание радиоярких температур прекращается. На длине волны 0,8 см таким пределом является значение радиояркой температуры 255–260 К, которая наблюдается при интенсивности выпадения осадков около 10 мм/ч.

10.2. ОСНОВЫ МЕТОДИКИ ДЕШИФРИРОВАНИЯ КОСМИЧЕСКИХ СНИМКОВ

При метеорологическом дешифрировании космических снимков¹ используются дешифровочные признаки. Основными дешифровочными признаками, позволяющими различать изображения облаков разного типа и земной поверхности, являются яркость (тон) и рисунок (структура) изображения.

10.2.1. Основные дешифровочные признаки

Яркость изображения на космических снимках зависит от ряда физических характеристик объекта. На снимках, полученных в видимой области спектра, яркость определяется отражательными свойствами объекта и его освещенностью — на инфракрасных снимках. Яркость изображения зависит от теплового фона (температуры поверхности) объекта.

На снимках, полученных в видимой области спектра, которые поступают в настоящее время с отечественных и зарубежных МСЗ, различают 10–12 градаций относительной яркости. Количество градаций яркости определяется совершенством съемочной аппаратуры.

В отличие от снимков видимой области спектра определяющим фактором тона инфракрасного изображения является температура объекта. В этом случае тепловой фон, на котором ведется съемка, более изменчив, чем яркостный фон при съемке в видимых лучах. Естественно, что тон изображения зависит от высоты объекта, например от высоты вершин облаков, а также от количества облачности на площади, соответствующей элементу разрешения. Тон изображения при прочих равных условиях тем светлее, чем больше количество облаков и чем выше их верхняя граница на соответствующем участке наблюдаемой поверхности; изменение тона для соседних элементов разрешения связано, опять-таки при прочих

¹ Здесь и далее под термином космические снимки имеются в виду снимки, полученные в видимой и инфракрасной областях спектра.

равных условиях или с увеличением количества, или с ростом высоты облаков, либо с обоими факторами сразу.

Следует отметить, что яркость космических изображений не является сама по себе достаточным дешифровочным признаком, по которому можно отличить на снимке облака от подстилающей поверхности суши и моря. Наиболее информативными являются резкие изменения тона по полю снимка, которые формируют рисунок (структуру) изображения.

Рисунок изображения создается благодаря пространственной неоднородности поля излучения и в основном обусловлен формой и размером визируемых объектов, энергетическим контрастом между ними. Рисунок изображения при прочих равных условиях существенно зависит также от технических параметров обзорной аппаратуры: разрешающей способности аппаратуры, числа воспроизводимых градаций яркости и т. д.

Изменение условий съемки (освещенности или общего теплового фона, экспозиций, автоматической регулировки усиления и др.) влияет на воспроизводимость по шкале полутонов и тем самым на структуру изображения. Исчезают одни детали, появляются другие. Но *в целом структура изображения более устойчива к внешним факторам съемки, чем тон изображения.*

Используя рисунок как наиболее информативный признак дешифрирования, можно отличить облако от подстилающей поверхности и выявить особенности пространственного распределения облачности. Основанием для решения этой важной задачи являются:

— различие в характере рисунка изображения облачного покрова и подстилающей поверхности;

— устойчивость изображения подстилающей поверхности (особенно на снимках в видимом участке спектра) по сравнению с рисунком изображения облачности, обладающим пространственно-временной изменчивостью.

Необходимо отметить, что при идентификации многих синоптических объектов и процессов, протекающих в атмосфере, основным признаком является рисунок изображения.

Неоднородность в пространственном распределении тона (яркости) приводит к возникновению на космических снимках рисунка различных масштабов. Исходя из масштабов яркостных неоднородностей и разрешающей способности аппаратуры, выделяют три основных типа структуры: текстуру, мезоструктуру и макроструктуру.

10.2.2. Текстура изображения

Под *текстурой* понимают рисунок мелких деталей изображения, создаваемый различием яркости отдельных элементов, размеры которых сравнимы с разрешающей способностью аппаратуры. Различают четыре основных типа текстуры: матовая, зернистая, волокнистая и дендритовая.

Матовая текстура характеризуется однородным тоном изображения. Космические снимки, имеющие такую текстуру, отличаются между собой только по яркости. Матовая текстура свойственна изображениям открытых участков водной поверхности, однородных участков суши, сплошных льдов и снежного покрова, тумана и слоистообразной облачности (рис. 10.1 а). На ИК снимках матовую текстуру могут иметь кучевые и слоисто-кучевые облака в том случае, когда просветы между облачными элементами меньше элементов разрешения или соизмеримы с ними.

Зернистая текстура — скопление пятен (зерен) светлого тона на соответствующем фоне. Мелкие зерна обычно характерны для

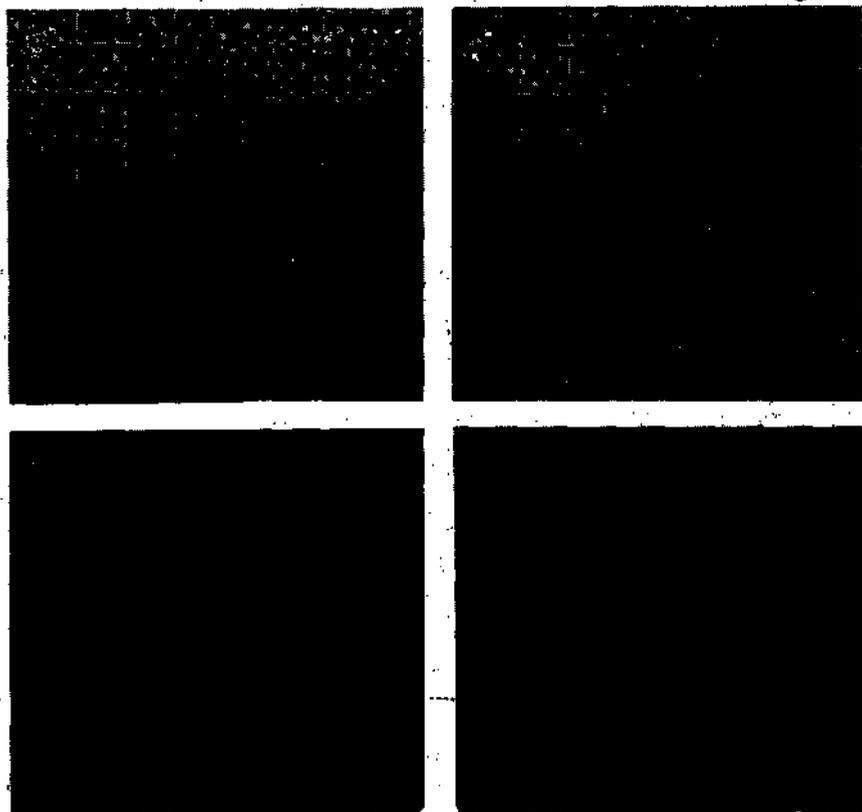


Рис. 10.1. Основные виды текстуры.

а — матовая (слоистообразная облачность); б — зернистая мелкая и крупная (кучевообразная облачность); г — волокнистая (перистообразная облачность); з — дендритовая (покрытые снегом Альпы).

изображений кучевообразной облачности (рис. 10.1 б), причем размеры зерен в этом случае настолько малы, что детали формы отдельных облаков полностью скрадываются. Иногда зернистую текстуру имеет на снимках мелкобитый морской лед; для таких изображений характерным признаком является некоторая угловатость и резкость очертаний. Зернистая текстура, как правило, на ИК снимках просматривается плохо.

Волокнистая текстура — волокна, нити, полосы незначительной толщины, но вытянутые в длину на десятки и сотни километров, с размытыми нечеткими краями (рис. 10.1 в). Такая текстура характерна для облаков верхнего и среднего ярусов.

Особый тип текстуры свойствен изображению рельефа суши — *дендритовая текстура* (рис. 10.1 г). Она характерна для изображения покрытых снегом гор и равнин с разветвленной системой рек. Наиболее четко дендритовая текстура просматривается на снимках, полученных в видимом участке спектра. На ИК изображениях не всегда удается проследить этот вид текстуры.

10.2.3. Мезоструктура и макроструктура изображения

Мезоструктура изображения — рисунок, обусловленный ориентировкой и расположением на снимке опознаваемых деталей средних размеров, которые могут иметь свою текстуру. Мезомасштабные образования кроме непосредственных данных о количестве, типе облачности дают некоторую информацию о распределении воздушных потоков и стратификации атмосферы.

Анализ спутниковых снимков позволяет выделить следующие основные типы мезоструктуры: облачные линии (продольные и поперечные), облачные гряды, облачные ячейки (открытые и закрытые); волнистые облака, аномальные линии облачности, мезомасштабные вихри (орографические и конвективные) и вторичные облачные вихри. Формирование каждого из этих типов мезоструктуры связано с определенными термодинамическими условиями и формами облаков.

Макроструктура характеризует облачные системы синоптического масштаба, отдельные участки которой могут иметь мезомасштабные и микромасштабные характеристики (мезоструктуру и текстуру). Макроструктура характеризует геометрические особенности больших участков изображения, создаваемых сотнями элементов; размеры которых примерно на два-три порядка больше разрешающей способности системы.

К макромасштабным облачным системам относятся: облачные полосы; облачные вихри (внетропические и тропические); облачность внутритропической зоны конвергенции; облачность струйных течений.

Структурные характеристики облачных систем позволяют выявить общую синоптическую обстановку, в которой наблюдаются те или иные облачные образования.

Таким образом, комплекс основных характеристик, рассмотренных выше, может лечь в основу распознавания облаков и подстилающей поверхности на космических снимках. Но все же при наличии в распоряжении специалиста этих облачных характеристик задача дешифрирования остается сложной.

10.3. ДЕШИФРИРОВАНИЕ СНИМКОВ ОБЛАЧНОСТИ

Изображения облачности, получаемые со спутников, выгодно отличаются от наземных наблюдений тем, что дают целостную картину распределения облаков над обширными территориями, соизмеримыми с основными синоптическими объектами. Это позволяет по характеру рисунка изображения на снимках изучать неоднородности облачного покрова различного масштаба, многие из которых для дискретных наземных наблюдений практически неуловимы. Вместе с этим следует иметь в виду и трудности, связанные с определением форм облачности на космических снимках, которые однозначно идентифицировать не всегда удается.

Известно, что чем меньше размеры разрешающего элемента на местности, тем с большими подробностями видны заснятые объекты и точнее их дешифрирование. Отдельные облака меньшего размера, чем элемент разрешения на местности, не различаются, а облачные поля, состоящие из облаков такого размера, выглядят на космических снимках в виде однородной светлой пелены, подобно тонким облакам той или иной яркости.

10.3.1. Тип и количество облачности

При дешифрировании космических снимков не всегда удается точно определить формы морфологической классификации облаков из-за фотографического сходства большинства из них между собой. Поэтому в спутниковой метеорологии пользуются условной классификацией (типизацией), рекомендованной Всемирной метеорологической организацией (ВМО). Классификация облачности составлена с учетом информативной возможности космических снимков. Согласно рекомендации ВМО, выделяют следующие основные типы облачности, каждый из которых может включать в себя не только соответствующие формы морфологической классификации: кучевые, слоистые, перистые и др., но и всевозможные разновидности облаков всех ярусов, создающих на снимках сходный зрительный эффект: кучевообразные, слоистообразные, слоисто-кучевообразные, кучево-дождевые, перистообразные, различные сочетания указанных типов — облачные ассоциации.

Кучевообразная облачность. Изображение кучевообразной облачности на снимках создается кучевыми, мощными кучевыми, высоко-кучевыми, перисто-кучевыми облаками. Количество облачности может быть различным, но, как правило, облачность не сплошная. Тон изображения кучевообразной облачности на снимках отличается большой яркостной неоднородностью (рис. 10.2). Он может колебаться от светло-серого до ярко-белого, причем светлый тон изображения чередуется с более темным. Такое варьирование тона изображения объясняется различной микроструктурой облаков, вертикальной и горизонтальной протя-

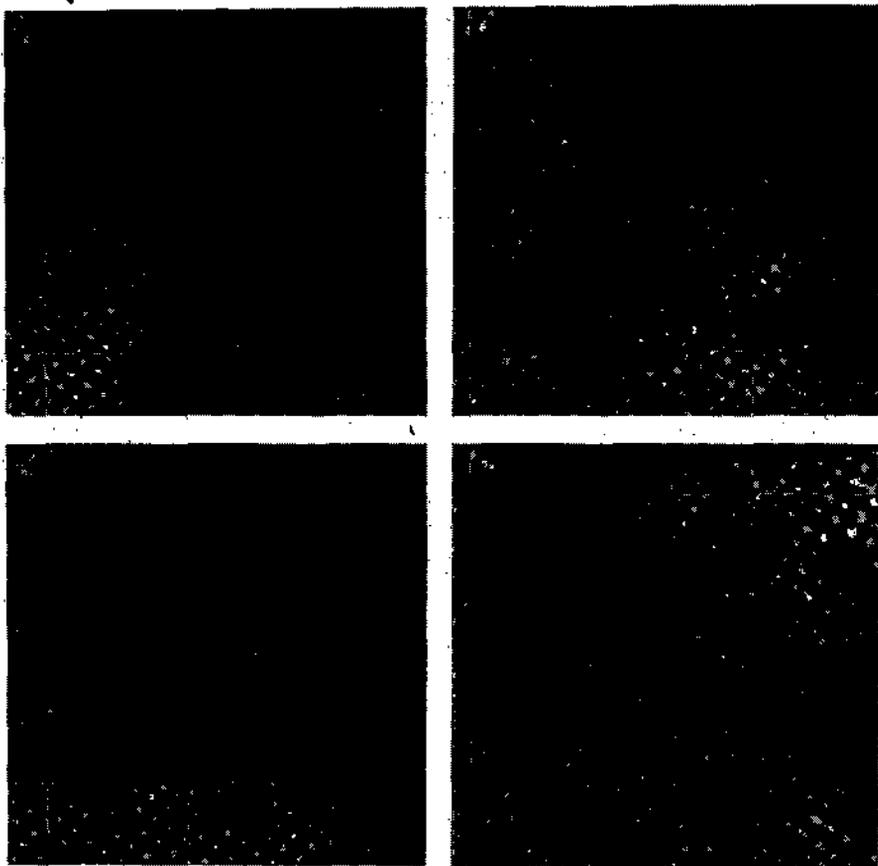


Рис. 10.2. Разновидности кучевообразной облачности.

а — кучевые облака над морем; *б* — кучевые облака над сушей; *в* — мощное слившееся облако поперечником около 100 км над Красным морем; *г* — кучевые и слоисто-кучевые облака над сушей.

женностью. Характерной текстурой изображения является зернистая или матовая. Матовая текстура наблюдается при большом скоплении по площади кучевых облаков.

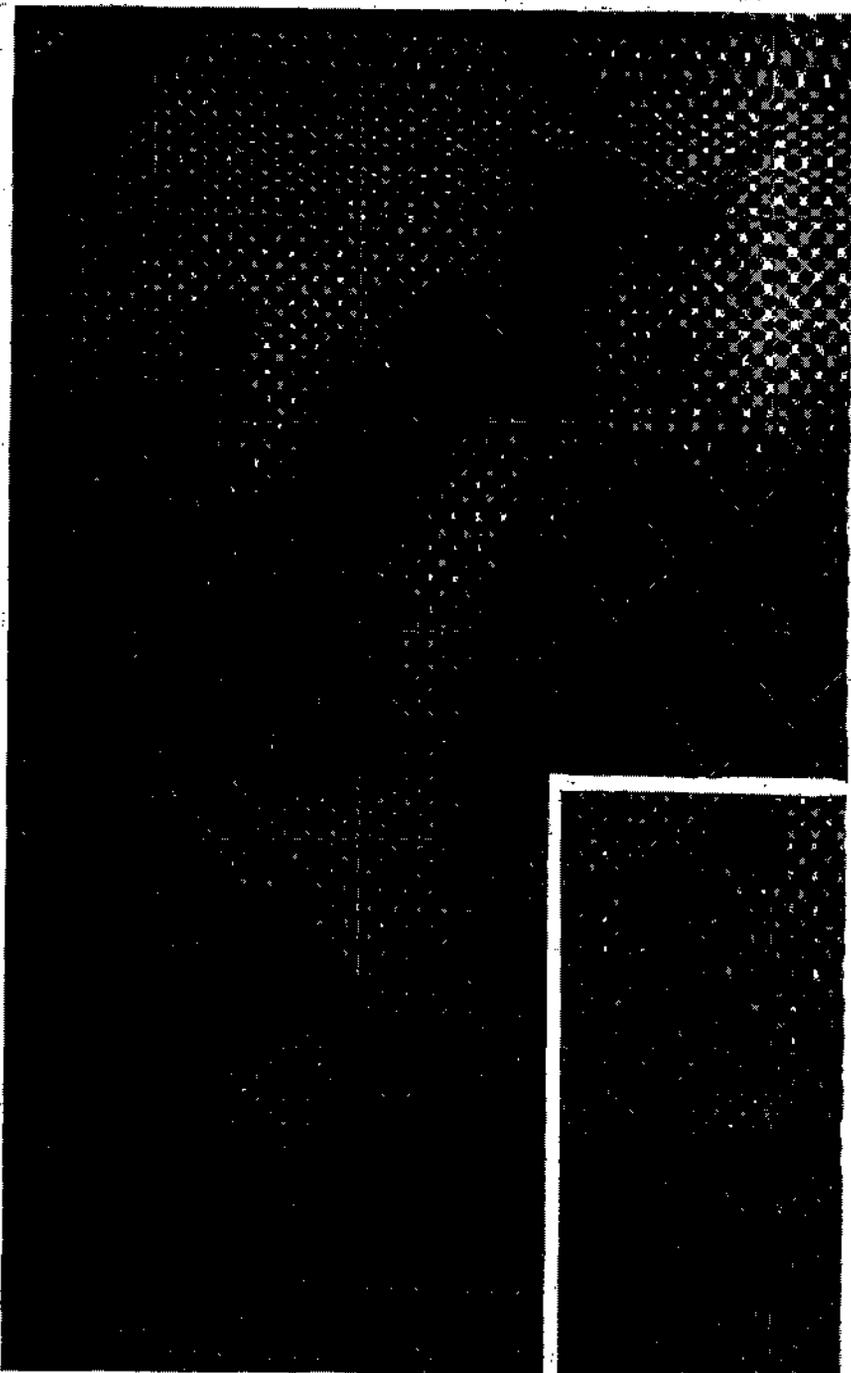
Яркостный контраст между кучевообразными облаками и подстилающей поверхностью изменяется в довольно широких пределах. На снимках в видимом диапазоне он возрастает при увеличении размеров облачных элементов и их сплоченности, а на снимках в инфракрасном диапазоне — в зависимости от высоты облаков.

На космических снимках кучевообразные облака могут быть беспорядочно разбросаны по полю снимка или организованы в различного вида линии, ячейки, гряды. Отчетливо выявляется различие в условиях развития конвекции над водной поверхностью и над сушей. Так, над ровной и однородной поверхностью морей и океанов, тепловое состояние которых изменяется очень медленно, поля конвективных облаков обычно обладают однотипной и устойчивой структурой на больших площадях. В противоположность этому поля конвективных облаков над сушей выглядят менее упорядоченными и устойчивыми. Значительная термическая неоднородность поверхности суши создает благоприятные условия для развития конвективных движений в атмосфере, но благодаря большим суточным колебаниям температуры земной поверхности поля конвективных облаков над сушей весьма неустойчивы во времени. Местная циркуляция (бризовая, горно-долинная), обусловленная неоднородностью подстилающей поверхности, вызывает определенную локализацию конвективной облачности. Весьма четко выявляется на снимках, полученных в видимом участке спектра, влияние горных массивов, возвышенностей, островов, побережий, рек, озер и других ландшафтных особенностей местности на распределение конвективных облаков.

Кучевообразная облачность чаще всего наблюдается в областях холодных и окклюдированных фронтов, в тыловых частях циклонов, а также над водной поверхностью и сушей при наличии развитой конвекции.

Слоистообразная облачность. Изображение слоистообразной облачности на снимках создается слоисто-дождевыми, слоистыми, высоко-слоистыми и плотными перисто-слоистыми облаками. Кроме этого некоторые облака (например, высоко-кучевые и слоисто-кучевые), состоящие из мелких облачных элементов, разделенных пространствами меньше элементов разрешения аппаратуры, могут выглядеть так же, как слоистообразные.

Как правило, поля слоистообразной облачности имеют большие горизонтальные размеры. На снимках, полученных в видимом участке спектра (рис. 10.3 а), слоистообразная облачность имеет матовую текстуру, тон изображения от белого до серого в зависимости от мощности облаков и высоты Солнца. Тон изображения плотных слоистообразных облаков обычно белый, иногда ярко-белый, тонких — светло-серый.



Слоистообразная облачность часто наблюдается в сочетании с кучевообразной. В этом случае матовый тон изображения, характерный для слоистообразной облачности, будет несколько нарушен вкраплениями зерен или более крупных облачных элементов округлых форм. Нередко в слоистообразную облачность бывают включены кучево-дождевые облака, которые на снимках просматриваются в виде ярко-белых пятен на менее ярком однородном фоне. Иногда присутствие кучево-дождевых облаков можно обнаружить по теням от их вершин, выступающих над верхней кромкой слоистообразных облаков. Слоистообразная облачность бывает сплошной или значительной.

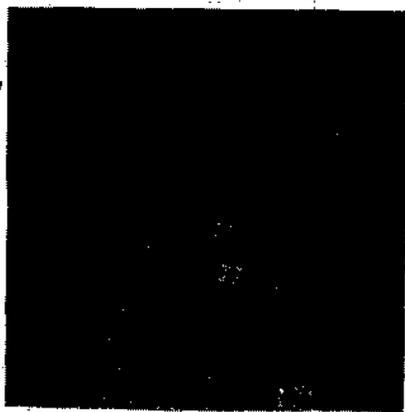
На инфракрасных снимках слоистообразная облачность выглядит как серая пелена (область *Б* на рис. 10.3 б). Если температурный перепад между верхней границей облаков и подстилающей поверхностью очень мал, то на ИК снимках слоистообразную облачность распознать трудно. Особенно сложно выделить слоистообразные облака по изображениям на ночных ИК снимках, так как контраст температуры между облаками и подстилающей поверхностью ночью уменьшается. При мощных приземных инверсиях, возникающих ночью вследствие выхолаживания, верхняя граница слоистообразной облачности имеет более высокую температуру, чем окружающая местность. В этих случаях облака на ИК снимках выглядят темнее безоблачного пространства.

Туман на снимках в видимом участке спектра выглядит в виде сплошного молочно-белого изображения с ровными четкими краями, повторяющими, как правило, формы рельефа (области *Б* и *В* на рис. 10.3 а). Тон изображения тумана на рис. 10.3 а однородный, изменяется от светло-серого до белого. Адвективный туман над океаном иногда может иметь полосную структуру, напоминающую структуру перистых облаков. Плотный туман легко опознается даже на фоне снега, поскольку закрывает контуры подстилающей поверхности. Слабый (просвечивающий) туман обнаруживается на снимках только при отсутствии снега и облачности. Светло-серая пелена тумана над небольшими бассейнами создает иногда впечатление свечения воды наподобие солнечного блика.

Определенные трудности дешифрирования представляют туманы на инфракрасных изображениях. Малый температурный контраст между туманами и подстилающей поверхностью очень часто не позволяет по тону изображения отличить туман от других объектов.

Рис. 10.3. Слоистообразная облачность на снимках в видимом (а) и инфракрасном (б) участках спектра волн.

А — слоистообразная облачность, *Б* — туман над Норвежским морем, *В* — туман над Северным морем.



При сильных ночных инверсиях излучение с верхней границы тумана происходит при более высокой температуре, чем излучение от подстилающей поверхности, поэтому на ИК снимках туман выглядит темнее безоблачной местности («черный туман») (рис. 10.4).

Слоисто-кучевообразная облачность. Изображению кучевообразной облачности соответствуют, как правило, слоисто-кучевые облака¹ (рис. 10.5). Очень часто эта облачность формируется в холодном влажном воздухе в подынверсионном слое и имеет небольшую вертикальную протяженность.

Облачные элементы имеют округлую форму. Диаметр их варьирует от 10 до 100 км. Размер безоблачных промежутков в несколько раз меньше облачных элементов. Последние имеют вид закрытых ячеек квазишестиугольной формы. Количество облачности изменяется от значительной до сплошной.

Анализ большого количества снимков показал, что этот тип облачности распространен на всех широтах земного шара и может наблюдаться как над водной поверхностью, так и над сушей в течение всего года. Над океаном слоисто-кучевая облачность может сохраняться несколько дней подряд.

Тон изображения слоисто-кучевообразной облачности на снимках, полученных в видимом участке спектра, меняется от белого в центре облачного элемента до светло-серого на его периферии. Очень часто на снимках в видимом участке спектра облачность напоминает внешним видом гальку.

Тон изображения на ИК снимках от светло-серого до темно-серого. В том случае, когда расстояния между облачными элементами малы, облачность на снимке имеет вид сплошной серой пелены, которая часто сливается с подстилающей поверхностью (см. рис. 10.5). В тех случаях, когда слоисто-кучевые облака находятся над однородной поверхностью суши или водной поверхностью, температура которой незначительно отличается от температуры верхней границы облаков, их бывает очень трудно распознать на ИК снимках.

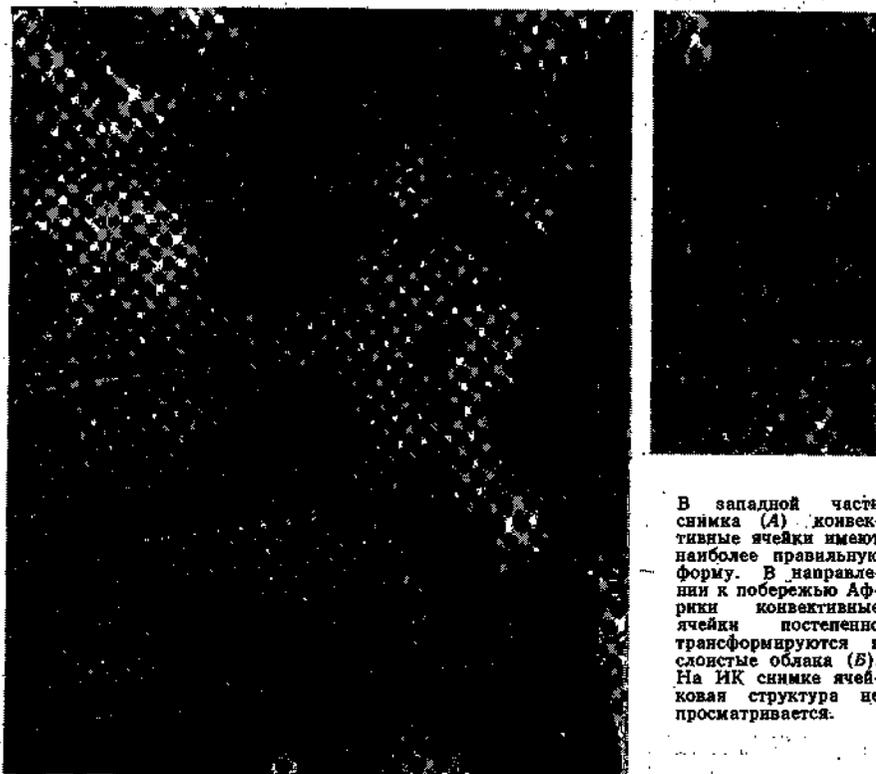
Рис. 10.4. Подынверсионные слоистые облака (б—г) и туман (а, г) на ИК снимках, полученных с НОАА-4.

а — верхняя граница тумана (А) имеет более высокую температуру, чем подстилающая поверхность, поэтому туман выглядит темнее безоблачной местности («черный туман»); б, г — верхняя кромка слоистой облачности и тумана (АВ) имеет более высокую температуру, чем окружающая местность, поэтому облака выглядят темнее безоблачного пространства; в — на участке АВ наиболее яркая часть облачной полосы имеет более низкую температуру, на участке ВВ слоистообразные облака с более высокой температурой имеют почти черный тон.

¹ В отдельных случаях, по данным Г. Н. Исаевой, изображению слоисто-кучевообразной облачности могут соответствовать слоистые и высоко-слоистые облака.

Кучево-дождевые облака. Основными признаками для дешифрирования изображений кучево-дождевых облаков на снимках, полученных в видимом участке спектра, являются: наиболее яркий (ярко-белый) тон изображения; отчетливо очерченные контуры облачности, хорошо различимые на фоне подстилающей поверхности и легко опознаваемые на фоне любой другой облачности; значительные колебания горизонтальных размеров; характерные выбросы (шлейф) наковален перистых облаков.

На изображениях видимого участка спектра кучево-дождевые облака представлены ярко-белыми однородными пятнами (рис. 10.6 а). Эти облака часто имеют четкую, резкую границу с одной стороны, и шлейф перистой облачности — с другой. Край шлейфа обычно бывает размытым. При незначительном сдвиге ветра с высотой кучево-дождевые облака на спутниковых снимках



В западной части снимка (А) конвективные ячейки имеют наиболее правильную форму. В направлении к побережью Африки конвективные ячейки постепенно трансформируются в слоистые облака (Б). На ИК снимке ячейковая структура не просматривается.

Рис. 10.5. Слоисто-кучевые облака над центральной частью Атлантического океана, над холодным Бенгельским течением на изображениях, полученных в видимом (а) и инфракрасном (б) участках спектра.

выглядят как почти круглые ячейки. Когда в слое облаков происходит сильный сдвиг ветра, массив их образует огромный шлейф перистой облачности. Полезным признаком при распознавании кучево-дождевых облаков являются отбрасываемые ими тени, особенно в тех случаях, когда они пробивают толщу слоистообразной облачности. Кучево-дождевые облака без наковален выглядят яркими пятнами.

На инфракрасных изображениях кучево-дождевые облака образуют яркие белые пятна с хорошо выраженными границами. Присутствие наковален делает их границы менее резкими, а тон по краям менее ярким (рис.10.6 б).

Кучево-дождевые облака встречаются как изолированные, так и в сочетании с другими формами. В случае сочетания облаков с другими формами граница их на снимках видимого участка спектра выражена резко: они обнаруживаются по теням, создаваемым вершинами, ярко-белые купола которых выступают на

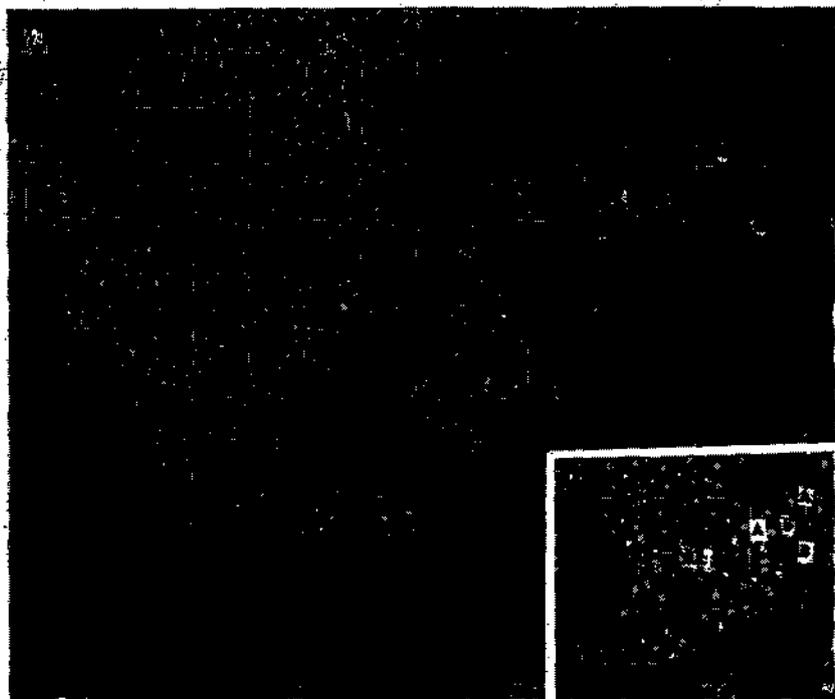


Рис. 10.6.—Кучевые облака на изображениях, полученных в видимом (а) и инфракрасном (б) диапазонах.

А — кучево-дождевые облака, Б — мощные кучевые облака, В — мелкие кучевые облака.



Рис. 10.7. Перистообразная облачность на изображениях, полученных в видимом (а, в) и инфракрасном (б, г) участках спектра.
AB — перистые нитевидные облака (а, б) и плотные перистые облака над океаном (в, г).

более темном фоне. В случае отсутствия теней кучево-дождевые облака опознаются по яркости их изображения. Они могут наблюдаться в тылу циклона в неустойчивом холодном воздухе и размытом барическом поле, в особенности в летнее время года.

Наличие кучево-дождевых облаков на космическом снимке является хорошим индикатором для прогноза гроз, ливней и шквалистых ветров в районе, для которого получена спутниковая информация.

Перистообразная облачность. Изображение перистообразной облачности на снимках создается всеми формами перистых облаков (рис. 10.7). К перистообразным облакам могут быть отнесены не только перистые облака, но и облачные поля других форм, имеющие аналогичную структуру. Так, например, при отсутствии других опознавательных признаков изолированное поле адвективного тумана над открытым морем создает на снимке такой же фотографический эффект, что и перистые облака. Однако знание физического механизма и района образования тех или иных облачных образований, учет истории, а также привлечение других источников позволяют правильно идентифицировать типы облачности.

Перистообразная облачность может быть опознана на изображениях в большинстве случаев по волокнистой текстуре и по ассоциации с другими облаками, такими, например, как кучево-дождевые. Существенную помощь оказывает также знание географии местности. Если облачные полосы пересекают высокие горные цепи и при этом не испытывают их влияния, то о высоте таких облаков можно судить однозначно и отнести их к перистообразным. Полосы более или менее плотных перистых облаков часто дают тень на облака нижнего и среднего ярусов или заснеженную поверхность Земли. Особенно четкие тени связаны с перистыми облаками, образующимися с правой стороны струйного течения (в северном полушарии).

Перистые нитевидные облака на космических снимках обычно имеют волокнистую текстуру, причем четкая текстура наблюдается только на снимке в видимом диапазоне. Волокнистая текстура перистых облаков на ИК снимках не просматривается. Тон изображения перистых нитевидных облаков, полученных в видимом диапазоне, изменяется от серого до светло-серого в зависимости от характера подстилающей поверхности. Эти облака образуют полосы шириной 50—100 км и длиной до 1000 км. Сквозь них ясно просматриваются подстилающая поверхность и кучевые облака. Тон ИК изображения перистых нитевидных облаков изменяется от серого до светло-серого.

На снимках видимого диапазона тон изображения плотной перистой облачности меняется от светло-серого до белого. Наиболее яркие участки на снимках соответствуют более плотным облачным элементам, которые часто отбрасывают хорошо разли-

чимые тени. Элементы облачного изображения могут быть округлыми или продолговатыми. Яркость плотных перистых облаков сильно уменьшается от центра их к периферии.

На инфракрасных снимках тон изображения плотных перистых облаков, имеющих низкую температуру и не пропускающих излучение подстилающей поверхности, белый или ярко-белый. Причем яркость, так же как и на снимках, полученных в видимом диапазоне, убывает от центральной части облачного массива к его периферии.

Перистые облака наковален в большинстве случаев являются частью кучево-дождевых облаков. Наветренный край наковален обычно бывает резким, а подветренный — размытым. Яркость изображения максимальна над облачным массивом и убывает с его подветренной стороны. Часто наковальни распространяются на расстояние в несколько сот километров от кучево-дождевых облаков в виде шлейфов, периферийная часть которых представляет собой тонкую вуаль с волокнистой текстурой. На космических снимках тон изображения наковален меняется от ярко-белого над кучево-дождевыми облаками до светло-серого при удалении от облаков. Если шлейф перистых облаков мощный и короткий, то его трудно отличить от основного массива кучево-дождевых облаков.

Кроме основных типов облачности при дешифрировании определяются границы однородных облачных полей и количество облачности.

Границей (контуром) называется линия раздела между полями с различными характеристиками. Контурами очерчиваются районы (поля), однородные по яркости и структуре изображения облачности.

Разрешающая способность аппаратуры, работающей в видимом участке спектра, позволяет определять с достаточной достоверностью количество облачности. В отдельных случаях можно увидеть даже отдельные облака, которые соизмеримы с элементом разрешения бортовой аппаратуры.

Размеры самых мелких кучевых облаков, таких как кучевые облака хорошей погоды, обычно меньше разрешающей способности бортовой аппаратуры, и поэтому количество их определить невозможно. Однако присутствие в поле зрения прибора этих мелких облачных элементов приводит к тому, что тон изображения земли и водной поверхности становится несколько ярче, чем при безоблачном небе.

Разрешающая способность инфракрасной аппаратуры не позволяет определять наличие отдельных облаков или облачных элементов. Обычно на ИК снимках прослеживаются скопления облаков и просветы между ними, при этом яркость изображения соответствует средней температуре излучающих поверхностей (облаков и земной поверхности). По ИК снимкам можно определить сред-

нее количество облаков только для достаточно больших по площади районов.

Среднее количество облачности определяется в пределах условного участка, в котором характеристики облачности (структура и яркость) меняются мало. Количество облачности находится как отношение площади, занятой облачностью, к площади всего выбранного условного участка. Для количественной характеристики приняты следующие градации:

ясно — облака полностью отсутствуют или ими покрыто менее 20 % площади выделенного участка,

небольшая — облаками покрыто от 20 до 50 % площади выделенного участка,

значительная — облаками покрыто от 50 до 80 % площади выделенного участка,

сплошная с просветами — облаками покрыто более 80 % выделенного участка, но имеются просветы,

сплошная — облаками покрыта вся площадь выделенного участка (100 %).

10.3.2. Распознавание на космических снимках облачности над снегом и льдом

Известно, что преобладающие виды льдов арктических морей и облачность имеют примерно одинаковую отражательную способность, поэтому для опознавания облаков над льдами возникает необходимость изучения ряда последовательных снимков каждого района, где производится космическая съемка. Такой анализ позволяет выявить при данных условиях съемки устойчивые черты рисунка изображения подстилающей поверхности, которые незначительно меняются ото дня ко дню, и неустойчивые во времени его особенности, создаваемые появлением облачности. Необходимо также учитывать характер физических процессов, приводящих к образованию облаков, полагая, что над снегом и льдом конвективные движения, охватывающие большую толщу атмосферы, обычно не получают развития и преобладающей формой облаков являются облака слоистых форм, занимающие большие площади.

Облачность на светлом фоне подстилающей поверхности может быть обнаружена на снимках, полученных в видимом участке спектра, по изменению рисунка, проявляющемуся в нарушении четкости изображения характерных объектов подстилающей поверхности или полном их исчезновении.

На изображении заснеженной суши такими ориентирами в первую очередь являются темные и темно-серые пятна и полосы лесных массивов, темные и темно-серые извилистые линии залесенных речных долин, береговые линии, дендритовая текстура изображения горных хребтов и др., а на изображении ледяного покрова —

темные полосы и линии полыней, каналов и разводий, темные пятна разрежений во льду и т. п. При наличии плотной облачности эти темные устойчивые во времени ориентир не просматриваются на снимке, а сквозь тонкие облака они выглядят нечетко, как сквозь серую или светло-серую вуаль. Тонкие просвечивающие облака, хотя и уменьшают контрастность изображения подстилающей поверхности, но не полностью сглаживают ее неоднородность, вследствие чего создается впечатление присутствия облаков разных форм. Кроме того, облачность по снимкам, полученным в видимом диапазоне, может быть обнаружена по отбрасываемым облаками теням, хорошо видимым на светлом фоне, и повышенной яркости обращенных к Солнцу выпуклостей облаков по сравнению с яркостью подстилающей поверхности.

Благодаря небольшой высоте Солнца над заснеженными и покрытыми льдами территориями (не более 30°), эта особенность изображения облачности, создаваемая неравномерностью освещения, является весьма важным фактором для опознавания облачности над снегом и льдом.

При благоприятных условиях съемки сочетание светлых и темных полос, пятен и линий, создаваемых тенями и освещенными солнцем участками, позволяет не только уверенно опознать облачность на светлом фоне, но проследить границы ее распространения, оценить характер поверхности облачных массивов и интерпретировать облачность с точки зрения физических условий ее образования.

Следуя О. В. Гаевской, рассмотрим классификацию облачных образований в полярных районах в зависимости от характера рисунка их изображения. В соответствии с этой классификацией выделяется пять типов структуры, которые отражают характерные черты встречающихся изображений облачности:

1) *Облачные образования с ровной однородной верхней границей и «мягкими» плавными краями.* Это изображение характерно для облачных образований, состоящих, как правило, из одно-, двухслойных слоистых или слоисто-кучевых облаков (рис. 10.8). Однотонное светлое изображение верхней поверхности таких облаков мало отличается от изображения очень сплоченного льда или лишенной растительности заснеженной суши. Над светлыми подстилающими поверхностями облака в данном случае опознаются по более светлой полосе вдоль края облачности с освещенной Солнцем стороны и по темной полосе тени вдоль края облачности с противоположной стороны.

2) *Облачные образования с очень неровной поверхностью.* Такие облачные образования имеют беспорядочно расположенные крупные выпуклости, впадины и складки различных размеров. Эти массивы состоят чаще всего из многослойных облаков слоистых, слоисто-кучевых и высоко-кучевых форм, без перистых или с небольшим их количеством. Яркие пятна обращенных к Солнцу



Рис. 10.8. Слоистые и слоисто-кучевые облака (А) с ровной однородной верхней границей над сплоченным льдом и снегом в видимом участке спектра.

Стрелкой указано направление солнечных лучей.

сторон облаков в сочетании с чередующимися темными пятнами теней создают на снимке пятнистый характер изображения (рис. 10.9).

3) *Облачные образования, хорошо организованные в достаточно крупные параллельные гряды различной ширины и протяженности* (рис. 10.10). Облачные гряды в этом случае также формируются из многослойных слоистых, слоисто-кучевых и высоко-кучевых облаков с небольшим количеством перистых. При освещении Солнцем боковых сторон гряд образуется большое количество чередующихся светлых и темных полос, придающих изображению рельефную грядовую структуру. Фронтальная облачность над снегом и льдом нередко также имеет грядовую структуру изображения.

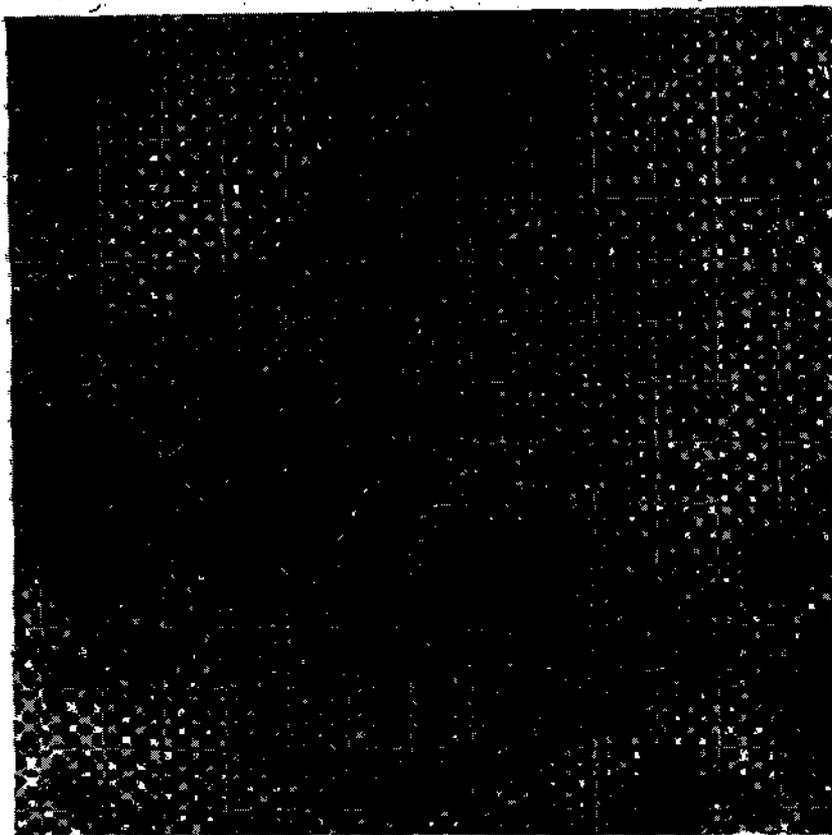


Рис. 10.9. Слоистообразная облачность (А, Б) с очень неровной поверхностью над льдом и снегом в видимом участке спектра.

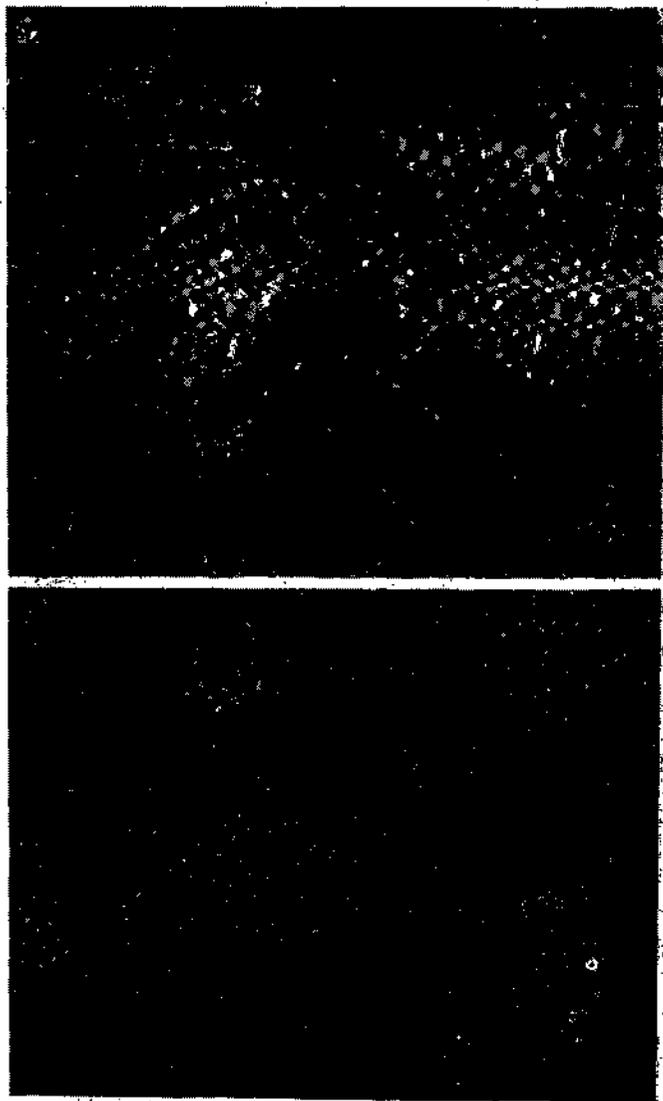


Рис. 10.10. Перистые и слоистообразные облака (А, Б) над льдом в видимом участке спектра.

а — грядовая структура, б — волокнистая структура. Ориентация полос указывает на направление ветра.

4) *Облачные образования, имеющие волокнистую текстуру.* Особенностью этого рисунка является то, что он создается большим количеством перистой облачности, обычно скрывающей слоистые и слоисто-кучевые облака нижнего и среднего ярусов. Эти облачные образования характеризуются размытыми темными и светлыми волокнами (нитями) большой протяженности, расположенными близко друг от друга. В большинстве случаев облачные образования с волокнистой текстурой связаны с атмосферными фронтами и сильными ветрами в верхней тропосфере. Ориентация полос указывает на направление ветра (рис. 10.11).

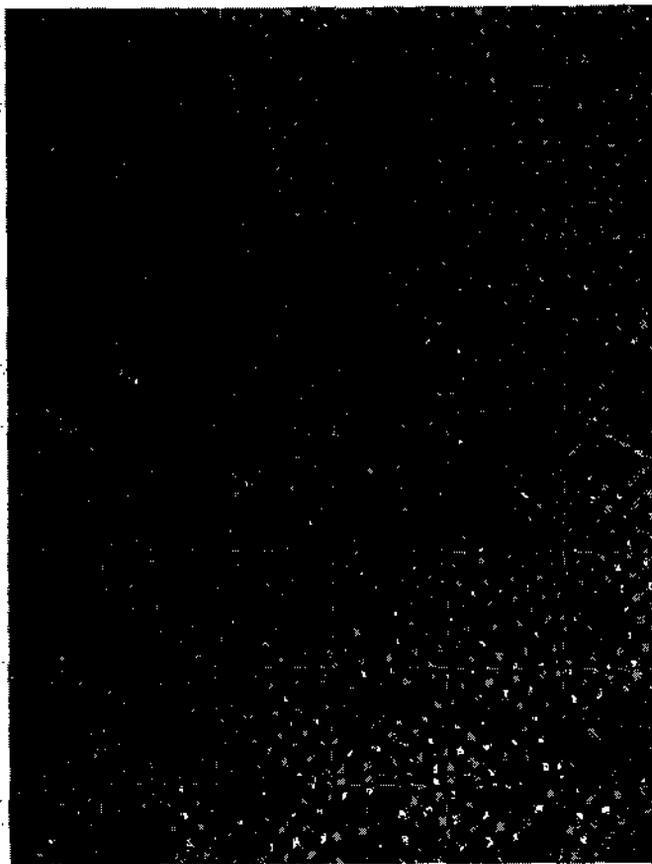


Рис. 10.11. Облачные образования, не имеющие правильной ориентации над льдом и снегом, в видимом участке спектра.

А — облачные образования, не имеющие правильной организации, *Б* — тени от кучево-дождевых облаков, *В* — вихревая структура облачности циклона.

5) *Облачные образования, не имеющие правильной организации.* Изображение характерно для облачных систем с присутствием всех облачных форм, иногда даже и кучево-дождевых. Такая облачность опознается по наличию большого количества теней разных размеров и разной тональности, которые отображают нечетко выраженную организацию облаков. Тени от облаков нижнего и среднего ярусов просматриваются сквозь слой перистой облачности, поэтому низкие облака выглядят нечетко. При наличии кучево-дождевых облаков на изображении видны относительно яркие пятна (рис. 10.11).

Вихревая структура облачности циклонов, подчеркиваемая тенями, чаще всего представляет собой сочетание грядовой и волокнистой структуры изображения; в которой размытые чередующиеся светлые и темные полосы или волокна имеют вид закручивающихся спиралей. По характерному их спиралевидному сочетанию вихревая облачность в полярных районах довольно легко опознается на снимках. Однако в ряде случаев облачность циклонов над снегом и льдом имеет неопределенную структуру изображения.

Рассмотренные типы изображений облачности отличаются по своей структуре от изображения льдов, но и в тех случаях, когда их изображения похожи, облачность от льда можно отличить по плавным и частым изменениям ее полутонов, нечетким и размытым границам. Особенностью этой классификации является то, что она выполнена по различным признакам.

Обнаружение облачности над снегом и льдом на инфракрасных снимках возможно по изменению изображения, выражающемуся в появлении более светлых или более темных полос и пятен на светло-сером фоне изображения подстилающей поверхности и в исчезновении видимых на снимках при ясной погоде наземных ориентиров, характерных для данного района и времени года.

В отличие от аппаратуры, работающей в видимом участке спектра, наблюдения за облачностью в полярных районах с помощью ИК аппаратуры могут производиться в течение круглого года. Однако уверенное опознавание облачности на ИК снимках над снегом и льдом в полярных районах далеко не всегда представляется возможным. Преобладание инверсионной стратификации атмосферы при сильном охлаждении открытой от облаков подстилающей поверхности приводит к уменьшению температурного контраста между нею и облаками в этих районах. Из-за сглаживания температурного контраста облака на ИК снимках не всегда можно отличить по тону изображения от подстилающей поверхности. Более того, температура облаков в полярных, как и в умеренных широтах, зимой нередко оказывается значительно выше температуры подстилающей поверхности, вследствие чего на снимках облачные районы выглядят темнее безоблачных. В глубине ледяного пространства Северного Ледовитого океана

фронтальная облачность в циклонах, как правило, выглядит на ИК снимках несколько светлее льда, в отдельных случаях либо сливается с фоном, либо имеет более темный тон изображения. Что касается низкой внутримассовой подынверсионной облачности, то эта облачность почти всегда на ИК снимках выглядит темнее льда. Темный тон нередко подчеркивает характерное изображение вышележащей фронтальной облачности, если даже эта облачность по тону не отличается от подстилающей поверхности.

Над заснеженными территориями суши умеренных широт, где в зимний период температура подстилающей поверхности также характеризуется низкими значениями, опознавание облачности на ИК снимках связано с большими трудностями. Появление на светло-сером фоне заснеженной территории темных тонов служит не только признаком существования здесь низкой подынверсионной облачности, но в ряде случаев помогает обнаруживать и более развитые по вертикали облачные системы, которые по тону изображения не контрастируют с подстилающей поверхностью, но светлее нижележащего слоя облачности. В весенний и осенний периоды над снегом и льдом развитые по вертикали облачные системы значительно чаще выглядят на инфракрасных снимках светлее, чем свободная от облаков подстилающая поверхность. Однако над льдами в полярных районах только летом разрушаются инверсии и облачность на ИК снимках опознается по более высоким значениям яркости.

10.4. ЛИТОМЕТЕОРЫ И ГИДРОМЕТЕОРЫ НА СНИМКАХ, ПОЛУЧЕННЫХ В ВИДИМОМ УЧАСТКЕ СПЕКТРА

Высокое разрешение современных снимков, полученных в видимом диапазоне с МСЗ, позволяет обнаруживать взвешенные в воздухе и переносимые ветром частицы снега, песка и пыли. Они обнаруживаются в тех случаях, когда отражательная способность частиц сильно отличается от отражательной способности подстилающей поверхности и когда слой этих частиц является достаточно мощным.

Серый песок или пыль над темной водной поверхностью или над заснеженной поверхностью, снег над открытой водной поверхностью, дым над залесенной местностью и др.— это наиболее частые явления, которые прослеживаются на снимках видимого диапазона. Взвешенные частицы пыли или песка, переносимые ветром, образуют «облако», которое иногда ухудшает видимость земных ориентиров или полностью скрывает их изображение на снимках видимого диапазона. Пыль выглядит тусклой дымкой подобной мощным перисто-слоистым облакам. Переносимая с суши на водную поверхность, она маскирует береговую линию. Контуры пылевых облаков выглядят нечеткими (рис. 10.12 в, г).

На изображениях, полученных в видимом участке спектра, хорошо прослеживается такое явление, как сдувание снега, когда в результате сильных ветров (до 30—40 м/с) наблюдается разрушение снежного покрова. На снимках видимого диапазона в этом районе вместо привычного снежного рисунка наблюдается почти черное пятно (освобожденный от снега участок земли), от которого тянется шлейф более светлого тона, указывая на то, в каком направлении переносится сдуваемый снег вместе с верхними слоями земли (рис. 10.12 а, б).

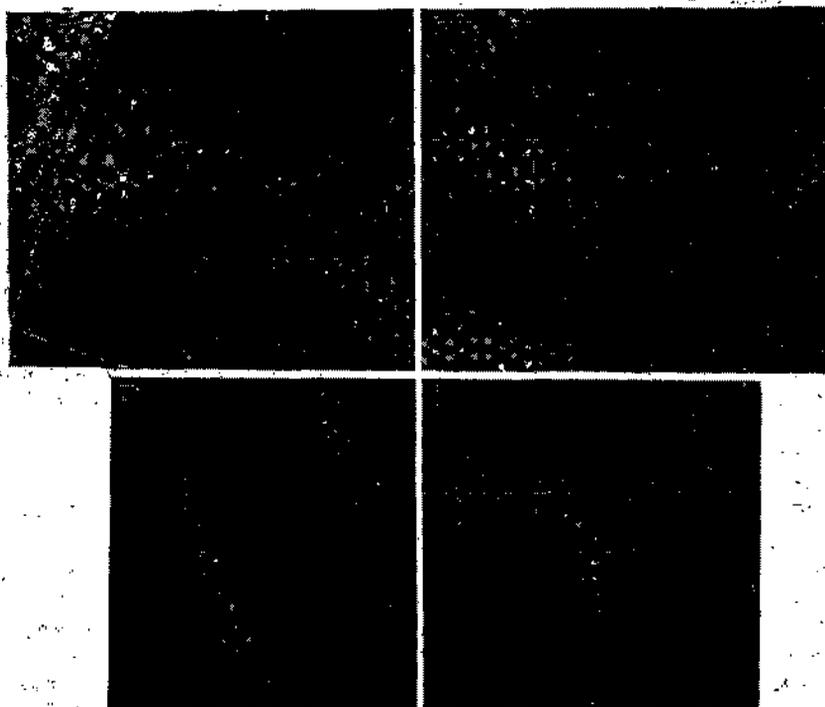


Рис. 10.12. Литометеоры и гидрометеоры на снимке видимого диапазона.

а, б — снег (А), сдуваемый вместе с верхними слоями земли; в, г — пылевые облака (АВ — «шлейф» пыльной бури).

10.5. ОСОБЕННОСТИ СОВМЕСТНОГО ДЕШИФРИРОВАНИЯ СНИМКОВ, ОДНОВРЕМЕННО ПОЛУЧЕННЫХ В ВИДИМОМ И ИНФРАКРАСНОМ ДИАПАЗОНАХ СПЕКТРА

Наличие на борту спутника научной аппаратуры позволяет получить одновременно снимки в видимом и инфракрасном диапазонах спектра. В настоящее время в ГосНИИИПРе накоплен

опыт совместного дешифрирования космических снимков. Следуя исследованиям И. П. Ветлова, остановимся на некоторых особенностях дешифрирования.

Изображения в видимом участке спектра дают представление о распределении облачности по площади, о типе облачности и ее мезоструктуре, но лишь на освещенной части Земли. В ИК диапазоне отчетливо просматриваются микроструктура облачности и относительная высота ее верхней границы, причем одинаково хорошо как днем, так и ночью. Совместный анализ изображений, полученных в видимом и инфракрасном диапазонах, является необходимым процессом при практической работе с космическими снимками.

Совместное дешифрирование снимков позволяет уточнить очень важные порою детали изображения того или иного объекта. Сравнение изображений одинаковых объектов показывает, что одни и те же особенности подстилающей поверхности и облачности могут проявляться на снимках по-разному. Так, тон изображения водной поверхности на ИК снимках зависит от времени суток и изменяется от светлого до черного при смене дня и ночи, в то время как на снимках видимого участка спектра водная поверхность постоянно темная, кроме изображения блика на воде. Холодная мощная облачность с высокой отражательной способностью, связанная с циклонами, и кучево-дождевые облака на снимках, полученных в видимом и инфракрасном диапазонах, имеют одинаковую яркость.

Тени от облаков и солнечные блики видны только на снимках, полученных в видимом диапазоне. Низкие слоистые облака и туман на этих снимках имеют белый тон изображения, тогда как на ИК снимках из-за малого контраста температуры верхней границы с подстилающей поверхностью могут совсем не просматриваться или имеют темно-серый тон.

Необходимо отметить, что на снимках, полученных в видимом участке спектра, при идентификации облачности в значительной степени помогают структура (рисунок) изображения, тени и яркие пятна, возникающие за счет яркости в вертикальном распределении облачности, и характер верхней границы. На ИК снимках идентификации облачности помогают только различия яркости, возникающие вследствие разной высоты облаков, а следовательно, разной температуры верхней границы (см. рис. 10.6).

Особую трудность представляет интерпретация серых тонов изображения на ИК снимках, которые могут быть вызваны следующими причинами:

- наличием небольших температурных контрастов между облаками и подстилающей поверхностью, особенно в районах, покрытых снегом и льдом;

- наличием между различными участками подстилающей поверхности температурного контраста того же порядка, что и тем-

пературный контраст между облаками и земной поверхностью (в основном в горных районах);

— наличием неплотных облаков среднего и верхнего ярусов, которые достаточно прозрачны для уходящей радиации, и на фоне подстилающей поверхности они часто неразличимы, хотя температурные контрасты между этими облаками и подстилающей поверхностью довольно значительны;

— наличием большого количества водяного пара, который, поглощая излучение, сглаживает яркостные контрасты между подстилающей поверхностью и облаками;

— наличием облачного покрова, состоящего из небольших облачных элементов с просветами между ними, соизмеримыми с разрешающей способностью съемочной аппаратуры.

Возможность получения полутонных СВЧ изображений со спутника открывает определенные перспективы использования этих данных в анализе и прогнозе погоды. Исследования, выполненные в Гидрометцентре Е. П. Домбковской, показывают, что СВЧ снимки могут служить вспомогательным материалом при дешифрировании и интерпретации ИК снимков, а также иметь и самостоятельное значение.

Совместный анализ инфракрасных и СВЧ изображений позволяет решать следующие задачи:

— уточнить географическую привязку;

— выделить из общей массы облаков чисто кристаллические облака;

— установить факт выпадения жидкокапельных осадков;

— оценить относительную вертикальную мощность облачных массивов, расположенных в одном и том же районе;

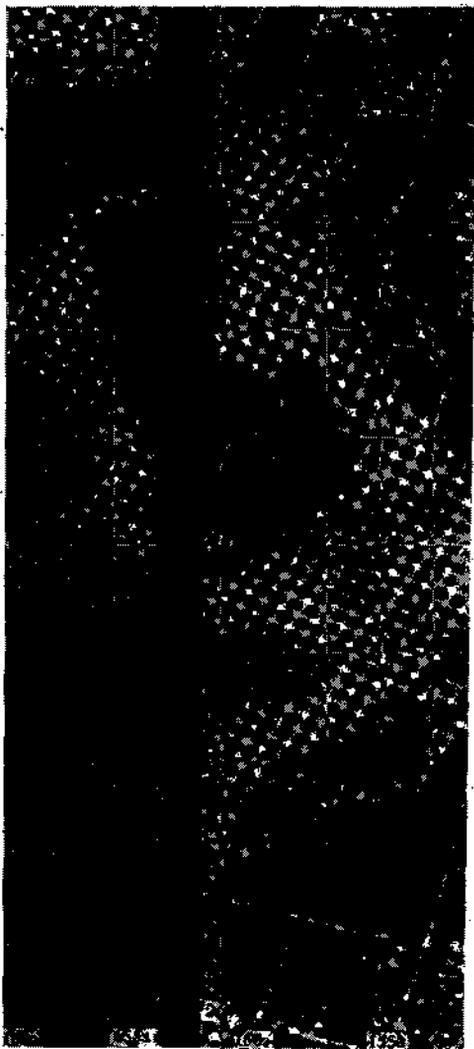
— определить границу ледяных полей.

С развитием СВЧ измерений все большее значение могут иметь полутонные изображения. Возможность сопровождения снимка яркостным клином или параллельной выдачей поля радиоярких температур позволит оценить характер погоды: ясно, облачно, осадки.

Методика уточнения привязки ИК снимков по СВЧ изображениям сводится к опознаванию характерных деталей очертаний береговых линий материков. Очень часто береговая кромка закрыта облаками и поэтому на ИК снимках ее не видно, в то же время на СВЧ изображениях она служит хорошим ориентиром.

Сравнение одновременно полученных инфракрасных и СВЧ снимков позволяет решить вопрос о фазовом состоянии облака. Как показано в (10.1), чисто кристаллические облака на СВЧ изображениях не просматриваются, в то же время на ИК снимках имеют ярко-белый тон изображения, подобно мощным фронтальным или кучево-дождевым облакам. Облака большой вертикальной протяженности смешанной фазовой структуры имеют ярко-белый тон изображения на тех и других снимках. Облака, состоя-

щие только из жидкокапельной фазы, на ИК снимках характеризуются серым тоном изображения из-за низкорасположенной верхней границы облаков, а на СВЧ снимках тон изображения может быть разным в зависимости от интегральной водности облаков. Ярко-белый тон изображения отдельных участков СВЧ снимка, соответствующих облачным образованиям на инфракрасном снимке, является основанием для установления факта выпадения жидких осадков.



В основу оценки вертикальной мощности облачных массивов, расположенных в одном и том же районе, положено изменение относительной яркости изображения облачной системы на СВЧ снимке. Установлено, что чем ярче тон изображения облачности, тем больше в ней содержание жидкокапельной воды и, следовательно, тем больше вертикальная мощность ее жидкокапельной части.

Граница ледяных полей четко видна на СВЧ изображениях, так как излучение льда значительно больше излучения воды и ледяные поля выглядят значительно светлее граничащей с ними чистой воды.

На рис. 10.13 приведены снимки облачного вихря, полученные в микроволновом и инфракрасном диапазонах. Совместный анализ изображений позволяет уточнить зону осадков, которая прослеживается на СВЧ снимке в центральной части облачного вихря (в полосе от 45 до 55° с. ш.).

Рис. 10.13. Изображение облачного вихря в микроволновом (а) и инфракрасном (б) диапазонах над Тихим океаном.

10.6. ДЕШИФРИРОВАНИЕ СНИМКОВ ПОДСТИЛАЮЩЕЙ ПОВЕРХНОСТИ ЗЕМЛИ

Разница в отражательной способности различных участков земной поверхности дает возможность на снимках видимого диапазона отличать сушу от водной поверхности, видеть береговые линии, долины крупных рек, озера и острова, границы сплошных морских льдов, покрытые снегом горные массивы и равнины и др.

Обнаруживаемые на космических снимках особенности подстилающей поверхности (контуры берегов, горные массивы, реки, озера и др.) позволяют не только более уверенно идентифицировать районы расположения облачности, тумана, снега и льда, но и служат ориентирами для оценки и уточнения географической привязки снимков.

10.6.1. Дешифрирование объектов суши в теплое время года

Основными дешифровочными признаками объектов суши являются структура и тон изображения. Постоянство контуров этих объектов на всех снимках и их совпадение с соответствующими контурами на географических картах существенно упрощают дешифрирование. При отсутствии облачности объекты суши можно выделить на снимке, если их размеры превышают размеры элемента разрешения снимка, по контрасту между ними и фоном, а также по характерному рисунку изображения. Степень подробности изображения береговой линии, элементов рельефа и других географических объектов зависит от разрешающей способности аппаратуры.

При благоприятных условиях съемки в видимом диапазоне спектра на снимках, получаемых со спутников, уверенно опознаются почти все крупные физико-географические объекты: горные системы, реки, моря, озера, низменности, песчаные пустыни, солончаки (рис. 10.14).

По данным И. П. Ветлова, пространственная стабильность физико-географических объектов и сравнительно небольшие колебания их отражательной способности приводят к тому, что изображения подстилающей поверхности на снимках видимого диапазона в каждом географическом районе имеют свои индивидуальные особенности, которые незначительно меняются ото дня ко дню. Практически на этих снимках отчетливо обнаруживаются лишь сезонные изображения той или иной местности, обусловленные выпадением и таянием снега, образованием и разрушением льда на морях и океанах, реках и озерах. Необходимо подчеркнуть, что устойчивые черты изображения подстилающей поверхности позволяют уверенно опознавать облачность не только над подстилающей поверхностью темных полутонов с небольшой контрастностью, но и над поверхностью, изображение которой характеризуется

высокой контрастностью темных и светлых полутонов, а также над снегом и льдом.

Изображения на снимках, полученных в видимом диапазоне, позволяют различать основные типы подстилающей поверхности, которые резко отличаются друг от друга по отражательной способности (см. табл. 10.2). Наиболее характерными из них являются: пустынные районы, водная поверхность, снежная поверхность, районы, покрытые растительностью — лес, степь и т. п.

Естественно, что земная поверхность в зависимости от типа ландшафта отображается на снимках различными полутонами, создающими определенный, присущий данному ландшафту, рисунок. В одних и тех же географических зонах существенно различной отражательной способностью (яркостью) обладают лишенные растительности поверхности пустынь и покрытые растительностью участки местности (рис. 10.14 а). Установлено, что пустынные районы с редкой растительностью (или без нее) и светлыми тонами почв (желтые и белые пески, светлые глины) выглядят на снимках в виде белесоватых участков, на светлом фоне которых при отсутствии облачности четко видны темные, покрытые растительностью, извилистые долины пересыхающих рек. Наблюдающиеся в пустыне солевые отложения некоторых пересыхающих соляных озер, благодаря большой отражательной способности, имеют яркость изображения, равную яркости изображения облаков (рис. 10.14 б). Открытая водная поверхность, обладающая однородным распределением яркости, изображается на снимках однородным тоном. Вследствие более низкой отражательной способности она выглядит на снимках темнее суши (см. рис. 10.14 а, б) (за исключением случаев «блика»). Наиболее светлым тоном, не отличающимся от облаков, выглядят на снимках подстилающая поверхность, покрытая снегом (рис. 10.14 г), и лед (рис. 10.14 в). Своеобразный пятнистый рисунок создается местностью, покрытой лесами, в сочетании с замерзшими реками, озерами и болотами (рис. 10.14 д). При определенном пространственном расположении спутника относительно Солнца и Земли, когда солнечный луч, отраженный от водной поверхности, попадает в телекамеру, на снимке получают обширные светлые полосы (блики). На открытой водной поверхности блик имеет форму полосы. Ровная водная поверхность дает четкий блик малой яркости, взволнованная поверхность — менее четкий блик большей яркости. Блик, как правило, имеет матовую текстуру, нечеткие расплывчатые границы. Часто на фоне блика просматривается небольшая кучевообразная облачность, которая может быть определена по теням, отбрасываемым на блик. Блик у побережья ограничивается береговой линией.

Установлено, что тепловой фон, на котором излучает облачность в инфракрасной области спектра, менее устойчив, чем яркостный фон в видимом участке спектра. Это обусловлено тем, что в связи с изменением притока солнечной радиации температура подстилаю-

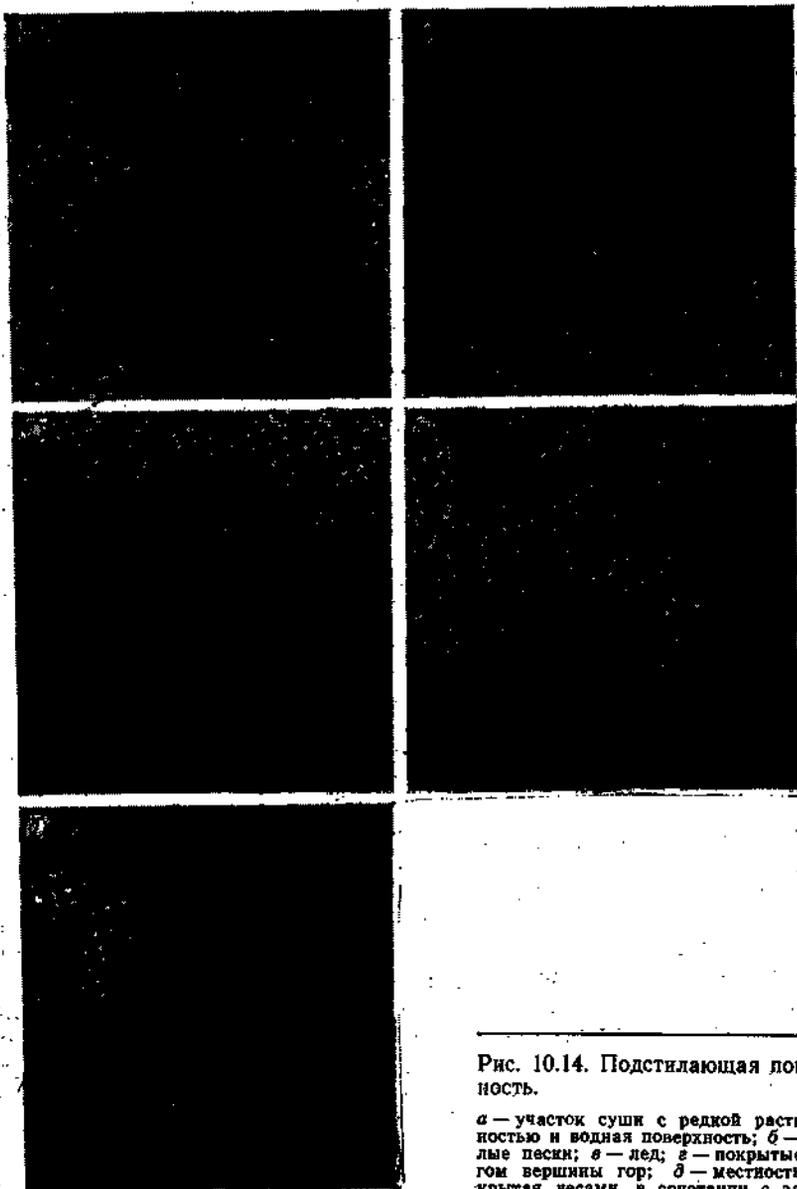


Рис. 10.14. Подстилающая поверхность.

а — участок суши с редкой растительностью и водная поверхность; *б* — светлые пески; *в* — лед; *г* — покрытые снегом вершины гор; *д* — местность, покрытая лесами, в сочетании с замерзшими реками, озерами и болотами.

шей поверхности имеет не только сезонные колебания, но и значительный суточный ход, который существенно зависит от характера подстилающей поверхности (суша, вода, пустыня, растительный покров и т. п.).

Для изображения подстилающей поверхности на ИК снимках обычно характерны темные тона. Контрастность таких изображений практически колеблется в пределах 2—3 градаций яркости, позволяя при наличии соответствующей разности температур отличать горные районы от равнинных, видеть береговые линии, долины крупных рек, крупные озера и острова, границы сплоченных морских льдов.

Изображение водной поверхности, обладающей более однородным распределением температуры на больших пространствах, выглядит на снимках более однотонным, чем суша; при этом однотонность рисунка водной поверхности нарушается лишь при пересечении теплых и холодных морских течений, а также у побережий. Тон изображения водной поверхности несколько темнее суши ночью и светлее суши днем. Это объясняется тем, что по сравнению с сушей водная поверхность имеет более высокие температуры в ночные часы и более низкие — в дневные.

Особенностью изображения суши, несмотря на значительную температурную неоднородность ее поверхности, из-за низкой разрешающей способности ИК аппаратуры является то, что оно не содержит большого количества деталей. В основном четко выделяются крупные реки в виде размытых извилистых линий и крупные озера в виде пятен, более светлых днем и более темных ночью по сравнению с окружающей местностью. Пустыни из-за сильного прогревания днем выглядят темными, а ночью из-за охлаждения — светлыми.

10.6.2. Дешифрирование объектов суши в холодное время года

Исследования, выполненные И. П. Ветловым, показывают, что изображения покрытых снегом территорий суши в зимний период создаются на снимках, полученных в видимом диапазоне, главным образом элементами рельефа местности, соизмеримыми с элементами разрешения снимка. В каждой ландшафтной зоне формируется свой индивидуальный рисунок в зависимости от формы рельефа, характера распространения, степени сомкнутости и видов растительности над снежным покровом. Этот рисунок сохраняет свои основные черты в зимний период даже при большой высоте снежного покрова. Причину квазипостоянства рисунка изображения заснеженной подстилающей поверхности зимой следует видеть в том, что колебания отражательной способности снега на больших площадях сравнительно невелики (см. рис. 10.15). Однородность яркости заснеженных территорий особенно сильно нарушают высокие горные хребты, речные долины, а также массивы хвойных

лесов, обладающие низкой отражательной способностью. Характерной устойчивой во времени особенностью изображения покрытых снегом и ледниками высоких горных систем является его дендритовая текстура, в которой преобладающий светлый тон заснеженных и лишенных растительности хребтов расчленяется темными полосами и линиями. Последние соответствуют покрытым лесами долинам.

По сравнению с заснеженными и покрытыми ледниками высокими горными системами дендритовый рисунок изображения заснеженных гор средней высоты (1—3 км) обычно выражен менее отчетливо (Уральские горы, Карпаты, Верхоянский хребет и др.). Исключение составляют горы Антарктиды, где на светлом однородном фоне льдов контрастно выделяются тени отдельных вершин гор средней высоты. При таянии снега в весенне-летний период на снимках горных массивов начинают преобладать темные тона. Светлая полоса, подчеркивающая расположение покрытого снегом горного хребта, сужается и распадается на отдельные светлые полосы и пятна. Однако, до тех пор, пока снег остается на горах, дендритовая текстура изображения сохраняется.

Равнинная местность, более или менее покрытая снегом, имеет устойчивый во времени рисунок изображения, который создается главным образом чередованием густых лесных массивов с редколесьем и безлесными территориями. Небольшие скопления и разрежения древесной растительности, как и мелкие формы рельефа, размеры которых меньше разрешающей способности аппаратуры, работающей в видимом диапазоне, не прослеживаются на снимках. Несмотря на это, в зависимости от высоты снежного покрова и ландшафта равнинной местности ее изображение может иметь любой тон (от белого до темного). Характерной структурой этих изображений является их пятнистость. Темными выглядят на снимках, полученных в видимом диапазоне, массивы хвойных лесов, которые с появлением снежного покрова мало изменяют тон изображения. Районы редколесья, выглядевшие при отсутствии снега темными, с появлением снежного покрова приобретают светло-серый тон изображения и пятнистую структуру. Территории, лишенные высокой растительности (луга, степи, заболоченные низины, тундра), при наличии снега становятся на снимках светлыми или светло-серыми. Очень часто высокая растительность при наличии снега подчеркивает расположение долин замерзших рек и озер, облегчая опознавание их на снимках.

Замерзшие реки с широкими безлесными долинами имеют вид светлых извилистых полос и линий, которые при большой толщине снежного покрова хорошо просматриваются на сером и темном фоне окружающей залесенной местности. Если же долины рек покрыты лесом, то они обычно имеют вид темно-серых полос и линий, которые обнаруживаются на светлом фоне безлесной местности и далеко не всегда видны в залесенных районах. Замерзшие

озера выглядят на снимках светлыми пятнами. Светлый тон их изображения хорошо контрастирует с темно-серым тоном сильно залесенной местности. При отсутствии же растительности вокруг озер очертания даже крупных озер не всегда просматриваются (рис. 10.15 *д*).

Тон заснеженных побережий является светлым и резко контрастирует с темным изображением незамерзших заливов и морей. Контурные береговой линии позволяют в этих случаях зафиксировать фиорды шириной не менее 2—3 км. Очертания же заснеженного берега на фоне припая обычно неразделимы на снимках

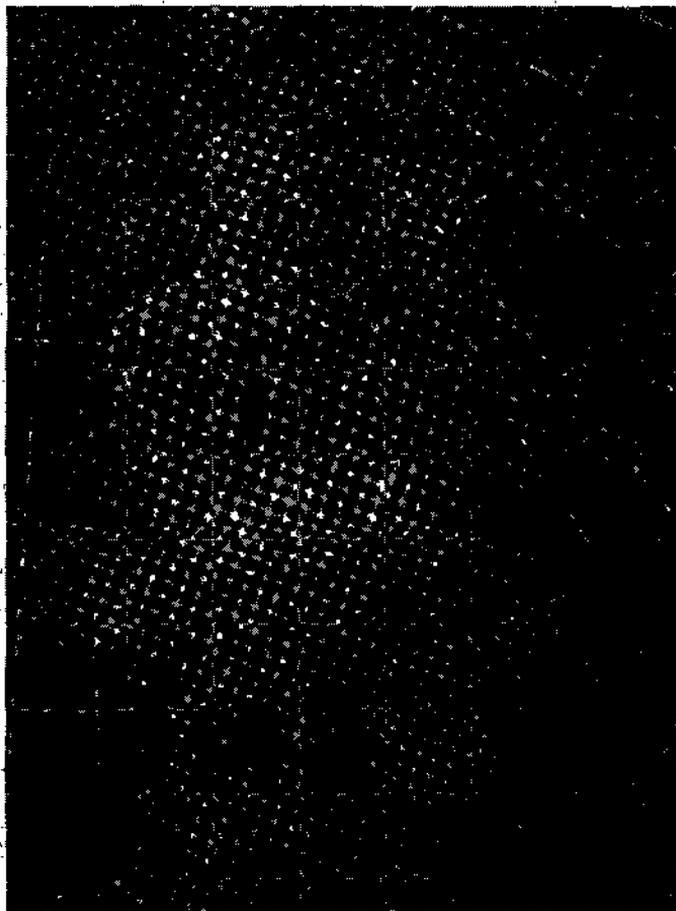


Рис. 10.15. Снимок заболоченного района Западной Сибири, покрытого снегом; в видимом участке спектра.

видимого диапазона: побережья и припай изображаются общими массивами. При небольшой ширине припая последний обычно повторяет очертания береговой линии, сглаживая лишь ее детали (см. рис. 10.3).

Снимки заснеженных безлесных и редколесных районов (зоны тундры и лесотундры, степной зоны и зоны полупустынь) имеют матовую текстуру, отличающуюся однородным светлым или светло-серым тоном изображения. При большой толщине снежного покрова однотонность изображения в течение зимы существенно не нарушается. Для заснеженных территорий лесной зоны с преобладанием лесов из хвойных пород, с большим количеством озер характерно изображение, представляющее собой хаотически разбросанные светлые пятна озер, короткие светлые полосы и линии мелких рек на общем темно-сером фоне лесистой местности. Большой пятнистостью, которая становится особенно четко выраженной в конце зимы, отличаются снимки северо-западной части СССР, полученные в видимом диапазоне спектра. Заболоченные районы имеют характерный ветвистый рисунок, который напоминает дендритовый рисунок гор. Наиболее отчетливо такая структура просматривается на снимках заболоченного района Западной Сибири (область А на рис. 10.15).

Светлым тоном изображения как днем, так и ночью выделяются высокие горные хребты, температура верхней части которых значительно ниже, чем температура равнинной местности. Однако дендритовая текстура покрытых снегом горных хребтов выглядит на ИК снимках менее четко, чем на снимках, полученных в видимом участке спектра.

Снимки заснеженных территорий лесостепной зоны с развитой речной сетью имеют также характерный ветвистый рисунок изображения. Здесь темные извилистые линии или узкие полосы залеженных долин рек расчлениают светлое или светло-серое изображение остальной территории, нарушая его целостность. Бассейны крупных рек с притоками создают дендритовый рисунок (область ВВ на рис. 10.15).

В весенний период во время таяния снега изображение снежного покрова претерпевает существенные изменения. Так, с началом таяния яркость снега быстро снижается и изображение подстилающей поверхности меняет тональность от светлой до темно-серой. Нарушение целостности снежного покрова фиксируется по появлению на изображении темных пятен, полос и линий, указывающих места наибольшего таяния снега. Изображение освобождающейся от снега территории иногда принимает вид светлых и темных пятен, полос и линий, подчеркивающих многие детали ландшафта местности, которые ранее не были видны на снимке (рис. 10.16). Резче выделяются белые пятна замерзших озер и светлые полосы еще покрытых льдом рек, просматриваются не освободившиеся от снега низины, склоны гор и возвышенностей

северной экспозиции, не обнаруживаемые ранее на снимке. На светлом фоне покрытого льдом моря появляются контуры побережья, очертания же береговой линии на темном фоне незамерзающих морей становятся все менее заметными после схода снежного покрова и не всегда прослеживаются. По мере того как

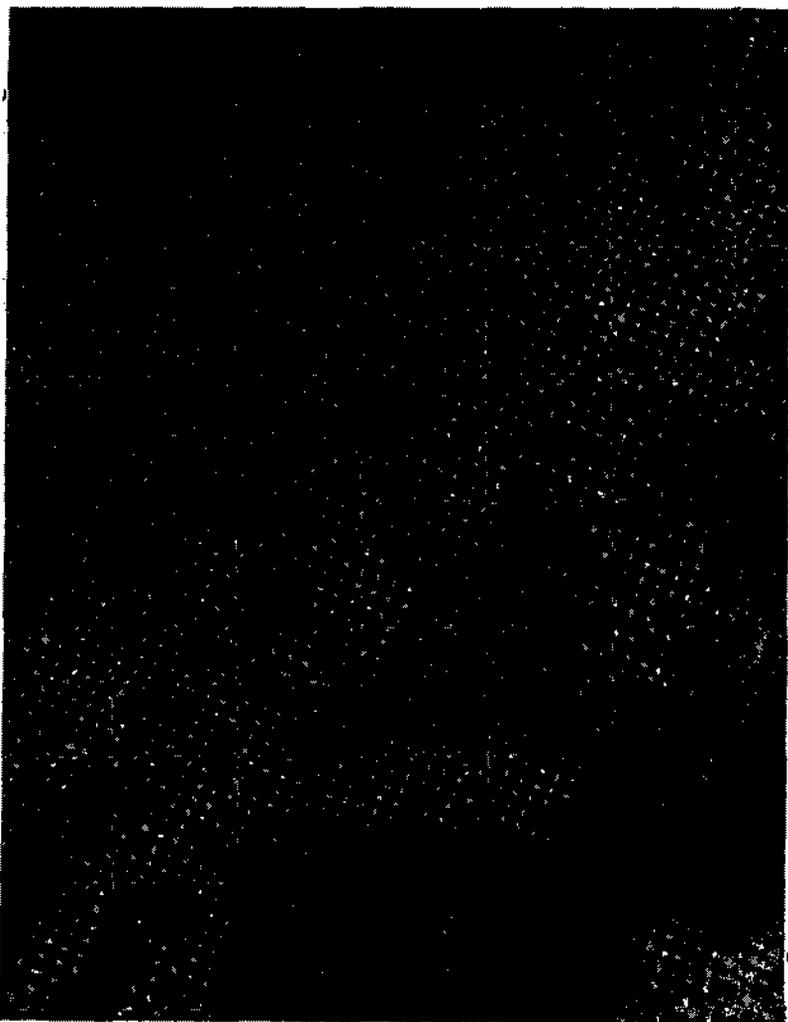


Рис. 10.16. Изображение освобождающейся от снега местности в видимом участке спектра.

АВВ — контур побережья, Г — тайга, Д — плато, имеющее дендритоую структуру.

Изображение подстилающей поверхности приобретает темные тона, опознавание расположенной над ней облачности облегчается. Для покрытой снегом или льдом равнинной местности рисунок изображения подстилающей поверхности на ИК снимках почти всегда однороден.

10.6.3. Дешифрирование береговой линии

При отсутствии облачности на спутниковых снимках хорошо прослеживается береговая линия материков, очертания островов и полуостровов. На рис. 10.17 четко выделяется береговая линия континента (п-ова Кольский, Канин) и о. Колгуев. Светлый тон изображения суши на этом снимке объясняется наличием снежного покрова на континенте и острове, а также наличием припая льда у о. Колгуев. Припая льда в последнем случае повторяет очертания берега острова.

На рис. 10.2 в отчетливо видна береговая линия Красного моря. Светлый тон соответствует изображению суши, освещенной Солнцем, а темный тон — изображению воды.

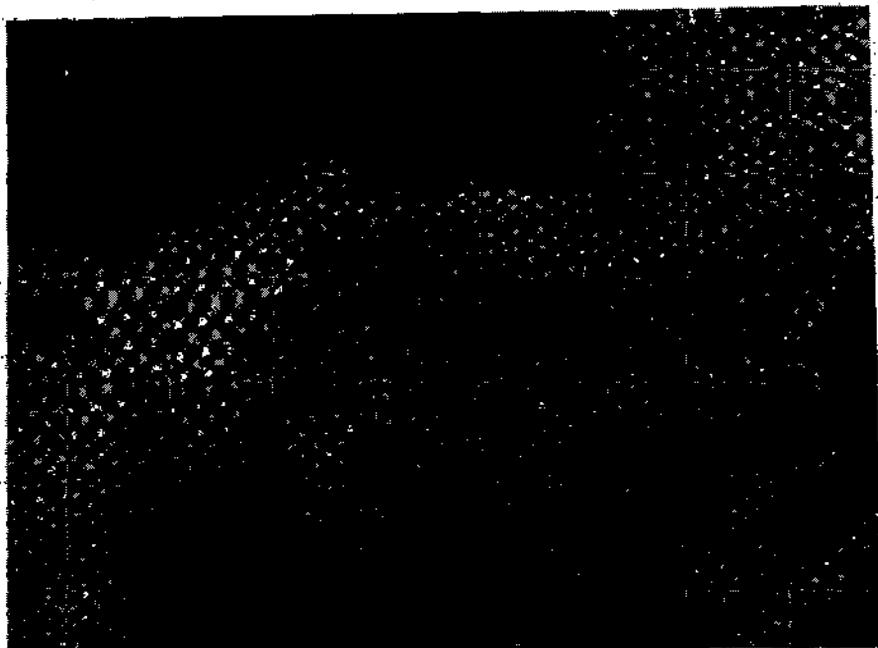


Рис. 10.17. Береговая линия севера Европейской территории СССР. Льды Баренцева моря.

Некоторые трудности в опознавании береговой линии отмечаются при дешифрировании снимков, полученных для высокоширотных районов. Например, если побережье в этом районе имеет низменный равнинный характер и не покрыто лесной растительностью, его изображение трудно различить на снимке видимого диапазона. И, наоборот, если побережье покрыто лесом или имеет гористый характер, то его можно выделить по более темному тону и структуре изображения, однако и в этом случае линия берега выражена не четко. Сложность опознавания береговой линии связана с наличием припая льда у берегов континента и островов. В случае небольшой ширины припая его граница в общем повторяет очертания побережья (см. рис. 10.17), маскируя заливы и бухты и плавно огибая мысы и прибрежные острова. У наиболее выступающих частей суши припай очень часто полностью отсутствует, и по их контурам можно легко определить истинную линию берега.

10.6.4. Дешифрирование морских льдов

Черно-белое изображение на космических снимках удовлетворительно передает природную окраску ледовых объектов, размеры которых превышают разрешение снимков. Такими объектами являются припай, сплоченные дрейфующие льды, отдельные скопления дрейфующих льдов. Контраст между изображением ледовых образований и чистой воды достаточно велик. При отсутствии облачности области, покрытые такими льдами, хорошо выделяются по устойчивому контуру и тону.

Морские льды делятся на две разновидности: припай и дрейфующие льды. Изображение припая имеет вид равноокрашенных зон светлого тона. Тон изображения зависит от толщины припайного льда. Дрейфующие льды являются основным видом морских льдов, которые в полярных районах занимают обширные пространства поверхностей морей и океанов и движутся под воздействием ветра и течений. Как правило, они распределяются неравномерно в виде зон повышенной или пониженной сплоченности диаметром от 100 до 200 км и более. Внутри этих зон льды примерно одной сплоченности также располагаются пятнами диаметром от 10 до 30 км. Сами пятна состоят из отдельных ледяных полей, полей сморози льдов разного возраста, обломков полей и битых льдов, которые могут иметь разный возраст, торосистость, заснеженность и т. п. Кроме того, существуют первичные льды, которые не имеют определенных форм крупных размеров. В силу этого изображения ледяного покрова на снимках зависят от разрешающей способности аппаратуры (рис. 10.18).

Обширные ледяные поля и пятна сплоченных льдов имеют характерную конфигурацию в виде пятен разного размера с угло-

ватыми очертаниями от серого до белого тона в зависимости от возраста льда и фотографического качества снимков.

О возрасте льда на снимках можно судить только по тону изображения. Изображение первичных форм льда (ледяных игл, сала, шуги, снежуры, темного ниласа) имеет тона от темного до темно-серого, не отличающиеся от тона чистой воды, так что на снимках метеорологических спутников их выделить невозможно. Изображение светлого ниласа, серого и белого льда большой сплоченности имеет соответственно темно-серый, серый и светло-серый тон, похожий на их естественный цвет.

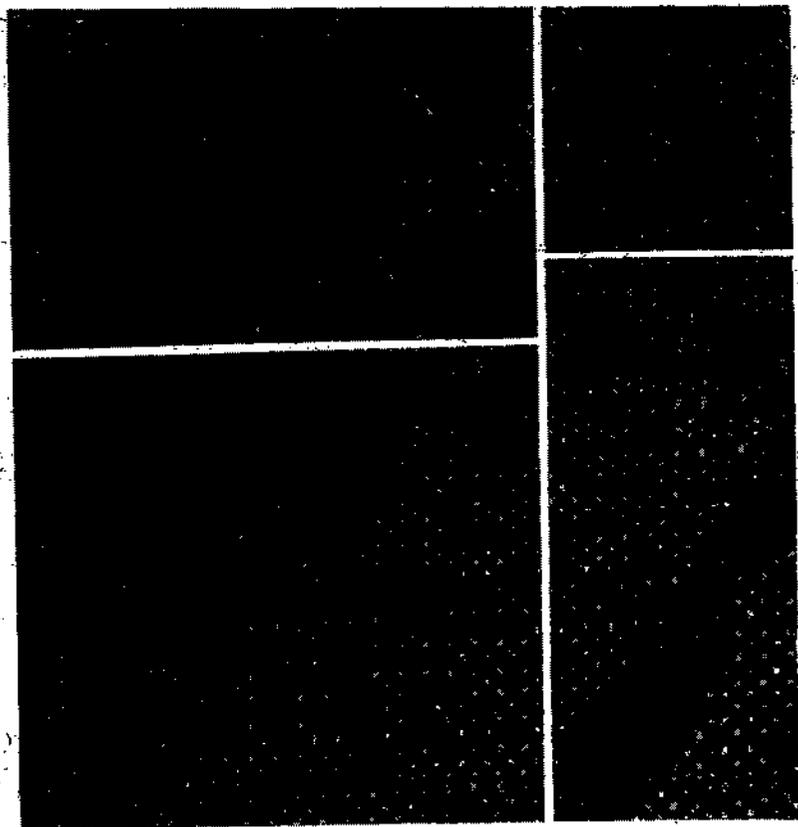


Рис. 10.18. Космические снимки массивов сплоченного дрейфующего льда в видимом (а, в, г) и инфракрасном (б) участках спектра.

Отчетливо видны каналы и разводья в виде темных ломаных линий. Изменение положения и ширины полыньи у побережья и островов позволяет судить о направлении дрейфа льдов.

А — массив сплоченного дрейфующего льда (8 баллов), Б — полынья, образовавшаяся с подветренной стороны острова; в) в районе А структура льда не просматривается; г, з) снимки в масштабе 1 : 3 000 000 соответствуют квадратам А и Б, выделенным на снимке а.

10.7. ФОТОКАРТЫ И КАРТЫ НЕФАНАЛИЗА

Для распространения космических изображений на сети службы погоды широкое применение получили *фотокарты*. Они представляют собою фотомонтажи, составленные из отдельных снимков на картографической основе. Фотомонтажи позволяют получить информацию о синоптических процессах в атмосфере для достаточно больших районов (рис. 10.19). Такие карты могут быть получены несколько раз в сутки.

Наряду с фотокартами в службе погоды широко используются *карты нефанализа*. Карта нефанализа представляет собой расшифрованный снимок, все детали изображения которого с помощью специальных условных обозначений с учетом масштаба перенесены на бланк с географической основой.



Рис. 10.19. Монтаж снимков, полученных со спутника «Метеор-2» 14 апреля 1981 г.

Фотокарты облачности и карты нефанализа могут быть использованы при синоптическом анализе как над освещенными метеорологическими данными районами земного шара, так и над районами, где эти данные отсутствуют или их мало. В первом случае карты позволяют уточнить положение фронтов и центров циклонов, границы распространения фронтальной облачности, выявить районы, занятые той или иной формой облаков, и открытые участки земной поверхности. Карты, построенные для малоосвещенных участков земной поверхности, дают возможность качественно восстановить синоптическую ситуацию, выявить местонахождение циклонов, фронтов, судить о направлении воздушных потоков, выявить районы, занятые внутримассовой облачностью.

Использование данных наблюдений с метеорологических спутников в синоптическом анализе

ОСНОВЫ АНАЛИЗА СИНОПТИЧЕСКОГО ПОЛОЖЕНИЯ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ КОСМИЧЕСКИХ СНИМКОВ ОБЛАЧНОСТИ. Структурные особенности облачных полей. Внутримассовая облачность. Облачность атмосферных фронтов. Облачность циклонических образований. Облачные системы антициклонов и барических гребней. Облачная система струйных течений

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ДАННЫХ ОБ ОБЛАЧНОСТИ ДЛЯ ОЦЕНКИ ЭВОЛЮЦИИ КРУПНОМАСШТАБНЫХ ВОЗМУЩЕНИЙ.

Оценка эволюции облачного поля. Признаки формирования и эволюции фронтальной облачности. Оценка перемещения облачной полосы. Признаки возникновения циклонов по снимкам. Эволюция циклонических образований. Оценка направления перемещения циклонов. Перестройка атмосферных процессов.

Карты прогноза эволюции облачных образований
ОСОБЕННОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ДАННЫХ
ОБ ОБЛАЧНОСТИ ПРИ СИНОПТИЧЕСКОМ АНАЛИЗЕ
В ТРОПИЧЕСКОЙ ЗОНЕ. Облачные системы

тропической зоны. Облачные системы ВЗК. Облачные системы при холодных вторжениях. Облачные образования пассатных волн. Облачные системы тропических циклонов.

Облачные массивы муссонного происхождения
ПРИМЕНЕНИЕ ДАННЫХ ОБ ОБЛАЧНОСТИ ПРИ ОЦЕНКЕ
НЕКОТОРЫХ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ВЕЛИЧИН.

Конвективные облачные системы. Орографические облачные системы.
Локальные облачные системы

ОЦЕНКА ПОЛЯ ВОЗДУШНЫХ ТЕЧЕНИЙ

ПО ИЗОБРАЖЕНИЯМ ОБЛАЧНОСТИ. Физико-статистический метод определения поля геопотенциала и поля ветра. Определение поля скоростей ветра по распределению температуры, влажности и облачности

Космические снимки облачности являются существенным дополнением к данным наземных метеорологических наблюдений. Поэтому карты облачности наравне с синоптическими картами погоды слу-

жат исходным материалом для анализа состояния облачного покрова. Естественно, что те и другие имеют свои преимущества и недостатки, однако ясно, что они хорошо дополняют друг друга.

Глава 11. ОСНОВЫ АНАЛИЗА СИНОПТИЧЕСКОГО ПОЛОЖЕНИЯ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ КОСМИЧЕСКИХ СНИМКОВ ОБЛАЧНОСТИ

Облачные системы синоптического масштаба характеризуют геометрические особенности больших участков изображения, создаваемых сотнями элементов разрешения, с размерами примерно на два-три порядка больше разрешающей способности системы, с помощью которой получены космические снимки. Структура облачных изображений отражает непрерывную по горизонтали картину распределения облаков, обладая большей наглядностью, чем обычные данные об облачности, помещенные на синоптической карте. Для районов с густой сетью станций космические снимки облачных полей помогают синоптику более разумно произвести анализ атмосферных процессов. При сравнительно редкой метеорологической сети станций, когда отдельные участки территории плохо обеспечены наблюдениями, макроструктура облачных изображений служит основной информацией при анализе и составлении прогноза погоды. Изображение облачности может иметь различные мезомасштабные и текстурные характеристики, что расширяет объем информации о конкретном поле облачности.

Инфракрасные снимки наиболее репрезентативны для генерального процесса как в дневное, так и в ночное время суток. Снимки, полученные в видимой части спектра, обладают повышенной информативностью, позволяют получить информацию об отдельных деталях поля облачности и подстилающей поверхности в светлое время суток.

11.1. ОСНОВНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ОБЛАЧНЫХ ПОЛЕЙ И ИХ СВЯЗЬ С СИНОПТИЧЕСКИМИ ПРОЦЕССАМИ

Многолетний опыт использования космической информации показывает, что анализ снимков целесообразно выполнять в совокупности с синоптическими данными. Такой анализ позволяет объяснить строение и рисунок облачного покрова, который является результатом физических процессов, происходящих в атмосфере и подчиняющихся ее законам. Следуя Т. П. Поповой, формулируем основные принципы синоптического анализа снимков облачного покрова:

— облачность не появляется беспричинно, она возникает при благоприятной для этого синоптической обстановке в определенных гидродинамических условиях, способствующих конденсации водяного пара. Поэтому присутствие облаков над каким-либо участком земной поверхности не следует рассматривать как случайное малозначащее явление;

— тенденция развития синоптического процесса обнаруживается в поле облачности раньше, чем ее признаки появляются в поле температуры и давления. Поэтому изменение облачного покрова следует рассматривать как тенденцию в эволюции полей температуры и давления.

С учетом основных принципов задачи синоптического анализа снимков облачного покрова могут быть сведены к следующему: отыскание причин, обусловивших появление облаков в данном районе; отыскание признаков на рисунке облачности, которые указывают на тенденцию в развитии синоптического процесса.

Наиболее целесообразно анализ снимка облачного покрова начинать с оценки облачных образований крупного масштаба, а затем переходить к деталям облачного поля.

Анализ космического снимка условно можно разделить на следующие этапы:

— отыскание на снимке основных облачных систем, которые отражают движение воздуха крупного масштаба (облачные вихри, полосы);

— рассмотрение структуры и рисунка генеральных облачных образований (размеры, характер верхней поверхности облачности, резкость границ и т. д.);

— выделение облачности, которая образовалась внутри воздушной массы и непосредственно не связана с динамикой генерального синоптического процесса (кучевая облачность, туманы, слоистые облака и т. д.);

— выявление облачности, которая явно не связана с основными системами и не является внутримассовой облачностью. Изучение ее структуры, строения верхней кромки, размеров и т. д. На эту облачность обычно следует обращать особое внимание, поскольку она может быть результатом вновь зарождающегося процесса или признаком, указывающим на тенденцию в направлении перестройки синоптического процесса.

В соответствии с технической запиской ВМО № 124, облачные системы, различимые на космических изображениях, делятся на четыре группы:

— мезомасштабные облачные системы, которые включают в себя гряды, ячейки, борозды, волнистые облака, мезомасштабные вихри;

— системы субсиноптического масштаба, к которым относятся вихри в слоистой и слоисто-кучевой облачности, вихри в кучевой

и кучево-дождевой облачности, линии шквалов, скопления кучево-дождевых облаков;

— системы синоптического масштаба, включающие облачные полосы и спирали, а также облачные вихри; сюда же следует отнести облачные поля, состоящие из гряд или ячеек, если линейные размеры этих полей более 500 км;

— планетарные облачные системы, которые связаны с планетарной циркуляцией в различных частях земного шара, — это планетарные облачные полосы внетропических широт, полосы облачности верхнего яруса в субтропиках, внутритропические облачные полосы.

Каждая из этих групп характеризуется определенными горизонтальными линейными размерами. Большая облачная система может включать в себя более мелкие. Временная изменчивость этих систем различна и колеблется от 0,5 до 100 суток и более. В табл. 11.1 приведены примерные данные о соотношении горизонтальных и временных масштабов облачных систем.

Таблица 11.1

Соотношение горизонтальных и временных масштабов облачных систем

Облачные системы	Линейные размеры, км	Время существования системы, сутки
Мезомасштабные	10—100	0,5—1
Субсиноптические	100—500	1—2
Синоптические	500—1 500	2—10
Планетарные	1000—10 000	10—100

Анализ данных, помещенных в табл. 11.1, хорошо подтверждает известную в синоптической метеорологии связь между горизонтальными и временными масштабами облачных систем. Наличие этой связи является важным фактом при анализе космических изображений облачности и прогнозе эволюции различных барических образований.

11.2. ВНУТРИМАССОВАЯ ОБЛАЧНОСТЬ

Воздушные массы формируются непрерывно в любом географическом районе при любых условиях циркуляции. Горизонтальные размеры воздушных масс измеряются тысячами километров, вертикальные — несколькими километрами.

Установлено, что в однородных воздушных массах над океанами образуются обширные облачные поля, имеющие однородную структуру. Над сушей однообразие облачности внутри воздушной массы очень часто может быть нарушено местной циркуляцией,

возникающей вследствие неоднородности земной поверхности. Крупномасштабные облачные полосы в однородных воздушных массах не встречаются. Внешний вид облаков в таких массах зависит от того, как и каким образом осуществляется обмен теплом и влагой между воздушной массой и подстилающей поверхностью, над которой воздушная масса располагается: будет ли она нагреваться или охлаждаться снизу. Кроме того, внешний вид внутримассовой облачности зависит от сезона и времени суток.

11.2.1. Облачность теплых воздушных масс

Теплая устойчивая воздушная масса над материками наблюдается, как правило, в холодную половину года, а над океанами и морями наиболее часто такая масса прослеживается в теплую половину года.

Проникновение теплого, устойчиво стратифицированного воздуха на относительно холодную поверхность обнаруживается на космических снимках по появлению слоистообразных облаков и тумана. Зоны таких облаков и туманов встречаются в холодное время года в теплых секторах циклонов или примыкают к тыловой границе облачности теплого фронта. В теплое время года слоистообразная облачность покрывает обширные области северных частей океанов, где наблюдается адвекция теплого воздуха, и зачастую сливается с фронтальными облачными полосами в единый массив.

На снимках, полученных в видимом участке спектра, низкие слоистые облака трудно отделить от плотных фронтальных облаков, так как оба типа облачности имеют одинаковую яркость. Их проще различать на инфракрасных снимках, так как на них низкие слоистые облака в теплом воздухе выглядят менее яркими, чем высокая фронтальная облачность.

Летом над континентами в теплой устойчиво стратифицированной воздушной массе облака часто отсутствуют. Теплая неустойчивая воздушная масса над материками наблюдается летом, а над океанами и морями — в холодную половину года. Проникновение неустойчивого теплого воздуха на континенты обнаруживается по кучевообразным облакам, которые формируются в дневные часы в теплых секторах циклонов.

11.2.2. Облачность холодных воздушных масс

Холодная неустойчивая воздушная масса над материками обычно наблюдается в теплое полугодие, а над океанами и морями — в холодное полугодие. Районы адвекции холодного неустойчивого воздуха обнаруживаются на снимках облачности по большому

количеству кучевых и кучево-дождевых облаков. В тылу циклона конвективные облака формируются в открытые или закрытые ячейки. Идеально это проявляется над океанами, когда холодный воздух движется над относительно теплой водной поверхностью. Однако открытые конвективные ячейки могут встречаться и над сушей после прохождения очень сильных дождей или в районах, изобилующих озерами.

Холодные устойчивые воздушные массы над материками наиболее часто наблюдаются зимой, над океанами и морями обычно не наблюдаются. Зимой безоблачные районы над континентами соответствуют устойчиво стратифицированным холодным воздушным массам. Почти во всех случаях яркая облачная полоса холодного фронта является границей распространения холода.

11.3. ОБЛАЧНОСТЬ АТМОСФЕРНЫХ ФРОНТОВ

Облачные системы атмосферных фронтов изображаются на космических снимках в виде светлых полос различной ширины, яркости и структуры. Наиболее широкие и яркие облачные полосы соответствуют активным фронтам с интенсивными восходящими движениями влажного воздуха, более узкие и менее светлые облачные полосы — неактивным, в области которых восходящие движения не получают должного развития. Фронтальные системы состоят, как правило, из многослойной облачности, являющейся сочетанием различных типов облаков. Распознавание типов облаков, присутствующих во фронтальной зоне, производится как по признакам, свойственным типу облачности отдельно, так и по характеру границ облачной полосы. Например, о наличии перистообразной облачности можно судить по «выметам» светло-серого тона, а также по коротким поперечным полосам, часто наблюдающимся вдоль границы фронтальной облачности. Рваные (неровные) границы являются признаком присутствия кучевообразной и кучево-дождевой облачности. Сглаженные (ровные) края указывают на преобладание слоистообразной облачности. Во фронтальной полосе обычно присутствует не менее двух типов облачности. Активность атмосферных фронтов уменьшается от центра циклона к периферии, и это изменение их активности выявляется на космических изображениях по уменьшению ширины полосы.

Фронтальные облачные полосы могут иметь ширину от одной до нескольких сотен километров (см. рис. 11.1 и 11.2). Так как облачные полосы обычно формируются облаками различных форм, то на картах нефанализа в том контуре, где указана фронтальная облачность, зачастую наносятся все формы облаков. Однако в ряде случаев удается проследить преобладание кучевообразной облачности в зоне холодного фронта и слоистообразной в зоне теплового фронта.

Анализ карт облачности, карт погоды и барической топографии показал, что фронтальные разделы часто прослеживаются в поле облачности значительно дольше, чем в поле других элементов. При этом внешний вид облачности и конфигурация облачной полосы позволяют определить вид фронта на снимке. Это обстоятельство может служить основой для уточнения анализа синоптического положения в конкретном районе.

11.3.1. Облачность холодного фронта

Облачные полосы холодных фронтов имеют четкую структуру в виде яркой полосы шириной 200—300 км и длиной более 1000 км, очень часто с вкраплениями округлых ярких пятен с резко очерченными краями. Полосы формируются из слоисто-дождевой облачности и отдельных скоплений кучево-дождевых облаков. Обычно они имеют однородный тон изображения, на фоне которого четко прослеживаются вкрапления округлых пятен облаков вертикального развития.

Активными холодным фронтам на снимках соответствуют непрерывные, хорошо развитые облачные полосы, яркие как на снимках, полученных в видимом диапазоне, так и на инфракрасных изображениях. Облачность активных холодных фронтов состоит из кучево-дождевых облаков. Облачные полосы, в которых преобладают слоистообразные облака, обычно немного шире, чем облачные полосы, состоящие главным образом из кучево-дождевых облаков и сопровождающих их облаков других форм.

Малоактивным холодным фронтам над водной поверхностью на снимках соответствуют узкие прерывающиеся облачные полосы; над сушей количество облачности на таких фронтах бывает незначительным. Малоактивные холодные фронты связаны со слабой адвекцией холода и незначительными вертикальными сдвигами ветра. Облачность малоактивных фронтов выглядит яркой на снимках видимого диапазона и серой — на ИК изображениях. Неактивным фронтам могут соответствовать также яркие кучево-дождевые облака, изолированные друг от друга или вытянутые в виде тонких линий.

Очень часто облачные полосы холодного фронта бывают отделены безоблачными зонами от предфронтальной и зафронтальной облачности. На снимках, которые получены для теплого периода года, перед фронтальной зоной на некотором расстоянии от основной облачной полосы очень часто видны гряды кучево-дождевых облаков, расположенные параллельно фронту. За фронтом иногда могут наблюдаться скопления кучевых облаков, сформированных в гряды, ячейки или ансамбли, не имеющие определенной структуры. Такие облака являются результатом конвекции в холодном воздухе, перемещающемся над теплой подстилающей поверхностью. Для облачных зон холодных фронтов (рис. 11.1) харак-

терна заметная циклоническая кривизна (прогиб в сторону теплого воздуха).

Линия холодного фронта у поверхности Земли практически всегда находится в пределах облачной полосы. В тех случаях, когда в облачной зоне преобладают облака слоистообразных форм, линия приземного фронта располагается вблизи правой (передней) ее кромки, при преобладании облаков кучевых форм линия фронта располагается у левой (тыловой) кромки облачной полосы. Для холодного фронта характерна четкость облачных полос. Обращают на себя внимание четкие контуры облачной системы, наличие широкой безоблачной зоны. За фронтом в точке А сформировался вторичный облачный вихрь.

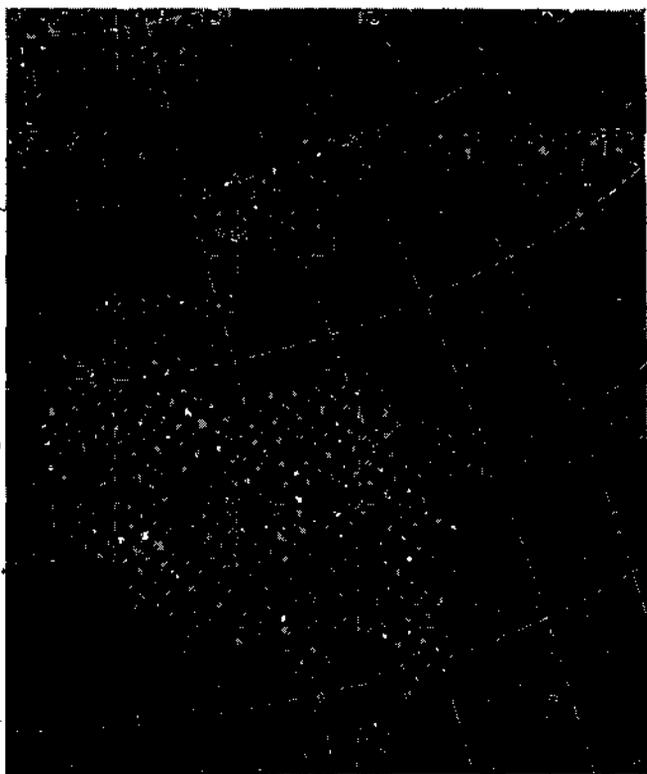


Рис. 11.1. Облачность развитого циклона на снимке видимого диапазона.

AB — участок теплого фронта, AB — участок холодного фронта,
AG — фронт окклюзии.

11.3.2. Облачность теплового фронта

Теплый фронт, как правило, хорошо выражен в поле облачности лишь в начальных стадиях развития циклона, поэтому распознавание этих фронтов на снимках гораздо сложнее, чем холодных. Изображение облачности теплового фронта на снимках видимого и инфракрасного диапазонов отличается большим разнообразием размеров и рисунков облачного покрова. Наиболее типичной для теплового фронта является облачная зона характерного полосного строения шириной 300—500 км и длиной до нескольких сотен километров, причем длинные облачные полосы на теплых фронтах встречаются редко.

Облачная зона теплового фронта имеет антициклоническую кривизну, вытягивается в сторону холодного воздуха (см. рис. 11.1) и изображается в виде полосы. Иногда теплым фронтам, слабо или вообще не выраженным у поверхности Земли в поле температуры, на изображениях часто соответствуют полосы перистых облаков. Летом перед облачной полосой теплового фронта можно наблюдать разбросанные облака кучевых форм. В теплом воздухе за фронтом или безоблачно, или иногда наблюдаются конвективные облака. Зимой на полученных в видимом участке спектра снимках часто трудно выделить тыловую границу фронтальных облаков, если фронтальные облака сливаются со слоистой облачностью теплой воздушной массы в единый широкий массив облаков, который не имеет формы четко вытянутой полосы, типичной для фронтальной зоны.

Облака теплового фронта на ИК снимках имеют те же морфологические признаки, что и на снимках видимого диапазона. Однако в отличие от этих снимков ИК изображение может быть использовано для определения положения тыловой границы облачной полосы, так как слоистые облака и туман в теплом воздухе выглядят темнее, чем высокие фронтальные облака. Ширина фронтальной облачной полосы на всем ее протяжении неодинакова. Там, где происходит развитие волны и циклона, она расширена, в области тыловых гребней — сужена и размыта.

За фронтом в теплом воздухе могут наблюдаться облака конвекции. Эти облака характерны в основном для летнего времени. Они свидетельствуют о неустойчивости и высоком влагосодержании теплого воздуха.

Положение облачной полосы теплового фронта обычно хорошо согласуется с положением приземной ложбины. При этом линию фронта у поверхности Земли следует проводить вблизи внутреннего края облачной полосы.

11.3.3. Облачность фронта окклюзии

Облачная полоса, соответствующая теплому фронту, в процессе окклюдирования сливается с облаками холодного фронта. На теплом фронте она размывается и на снимках бывает лишь незначительный выступ у точки окклюзии (см. рис. 11.1), соответствующий ранее существовавшей облачной полосе теплого фронта. В то же время холодный фронт в поле облачности остается выраженным очень четко.

Облачная зона, соответствующая фронту окклюзии, представляет собой плотную (яркую) облачную полосу шириной около 300 км. Облачная полоса обычно имеет форму спирали, напоминающую внешним видом гигантскую запятую, вершина которой находится в центре циклонической циркуляции на уровне облачности (см. рис. 11.1). Для облачной спирали характерна резко очерченная внутренняя (тыловая) граница. За ней наблюдается безоблачная или малооблачная полоса, причем на некотором расстоянии от нее могут быть видны облака кучевообразных форм в виде гряд, конвективных ячеек или скопления облаков, не имеющих четкой структуры. В отличие от внутренней границы облачной полосы фронта окклюзии, внешняя (передняя) граница более расплывчатая, часто изорванная. Облачная полоса в этом случае состоит из отдельных валов облаков, которые чередуются с просветами, причем те и другие вытягиваются вдоль направления основной облачной полосы.

Линия фронта окклюзии у поверхности Земли расположена в пределах облачной полосы. Если полоса имеет резкую внутреннюю границу, то фронт окклюзии находится в тыловой части облачной спирали; если же внутренняя граница аморфна, фронт окклюзии у поверхности Земли смещается к центральной части облачной полосы. Облачная система фронта окклюзии часто переходит в облачную систему холодного фронта без заметного раздвоения на облачность холодного и теплого фронтов. Со временем фронт окклюзии может трансформироваться в холодный, теплый или стационарный фронт. В этом случае облачная полоса начинает приобретать характерные признаки и конфигурацию облачных систем этих фронтов.

В свободной атмосфере облачная полоса фронта окклюзии совпадает с положением оси термического гребня на уровне 500 гПа и часто является передней границей распространения облаков. В зоне прояснения и развития кучевообразной облачности в свободной атмосфере имеет место высотная ложбина или циклон и очаг холода.

11.3.4. Облачность стационарного фронта

Облачная полоса стационарного фронта обычно не имеет циклонической или антициклонической кривизны. Облачная система этого фронта имеет полосу небольшой ширины примерно 200—

300 км, с неоднородной структурой, с частыми прояснениями. Средняя протяженность облачных полос стационарного фронта намного больше, чем протяженность облачных полос, связанных с быстро перемещающимися фронтами.

Стационарный фронт может быть активной или неактивной системой. Для активных квазистационарных фронтов характерна широкая облачная полоса. В таких фронтальных зонах часто развиваются волновые возмущения. Малоактивным квазистационарным фронтам, которые часто обнаруживаются в низких широтах, обычно сопутствуют прерывистые облачные полосы, простирающиеся с запада на восток. В субтропических антициклонах

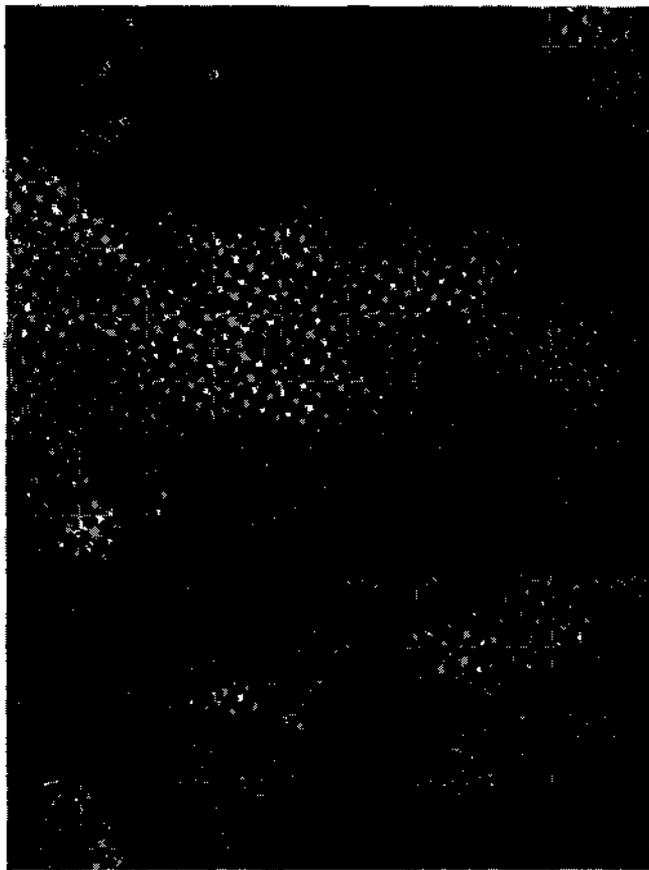


Рис. 11.2. Облачная полоса стационарного фронта с волнами над Европейской территорией СССР. «Космос-144», 13 июня 1967 г., 12 ч 30 мин мск.

нисходящие движения приводят к размыванию фронтальной облачности, в связи с чем облачные полосы этих фронтов состоят лишь из облаков верхнего и среднего ярусов. Если воздушный поток на высотах параллелен фронтальной полосе стационарного фронта, то линия фронта у поверхности Земли совпадает с центральной частью облачной полосы. Если на фронте наблюдается процесс волнообразования, то холодная ветвь фронта должна быть смещена от оси облачной полосы в сторону теплой воздушной массы.

Пример облачности стационарного фронта приведен на рис. 11.2. Облачная полоса стационарного фронта с волнами (*A, B*) расположена над Европейской территорией СССР (60—60° с. ш.). Полоса имеет широтное направление, ширина ее достигает 300—400 км. Она сформирована из слоистообразной и кучевообразной облачности. Слева отмечается кучево-дождевая облачность (*B*). О наличии волн свидетельствуют утолщения облачной полосы. В правой части снимка (*Г*) наблюдается кучевообразная и кучево-дождевая облачность. В левой верхней части отчетливо видно изолированное кучево-дождевое облако.

11.3.5. Облачность вторичных фронтов

Облачная система, связанная с вторичным фронтом, представляет собой прерывистую облачную полосу. Эта полоса располагается в тыловой части основного облачного вихря. Ширина облачных полос небольшая, она определяется интенсивностью конвективных процессов на фронте и колеблется от 50 до 200 км. Облачные полосы вторичных фронтов сформированы из кучево-дождевых и кучевообразных облаков. Линия фронта у поверхности Земли обычно проходит вдоль тыловой (холодной) части облачной спирали.

11.3.6. Предфронтальные и зафронтальные линии шквалов

Облачные полосы, связанные с предфронтальной линией шквала, располагаются в теплом воздухе параллельно облачной полосе холодного фронта и часто бывают отделены от нее относительно безоблачной зоной шириной 50—100 км. Часто в этой полосе имеются просветы. Наиболее интенсивные участки линии шквала располагаются там, где на снимках, полученных в видимом и инфракрасном участке спектра, видны яркие пятна кучево-дождевых облаков с наковальнями. Облака зафронтальных линий шквала имеют на снимках вид прерывистых облачных полос. Они располагаются в тыловой части облачного вихря и состоят из кучево-дождевых и кучевообразных облаков. В зависимости от интенсивности конвективных процессов ширина облачных полос составляет 50—200 км.

11.4. ОБЛАЧНОСТЬ ЦИКЛОНИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

В зависимости от особенностей возникновения и развития внетропических циклонов различают: фронтальные циклоны, нефронтальные (термические) циклоны.

Для возникновения и дальнейшего развития фронтального циклона необходимы определенные циркуляционные условия, при которых обеспечивается относительное понижение давления в районе возникновения циклона и появление циклонической циркуляции. Особенности циркуляции воздуха в циклоне хорошо прослеживаются и в поле облачности, о чем свидетельствуют космические снимки различных стадий развития циклона (рис. 11.1—11.7). Облачные вихри фронтальных развитых циклонов представляют собой крупномасштабные спиралевидные облачные образования. Центр сходимости спиралей является центром вихря. В циклоническом облачном вихре сходимость полос к центру в северном полушарии (см. рис. 11.1) происходит против часовой стрелки, в южном полушарии — по часовой стрелке (рис. 11.4).

Вне циклона вихревая структура облачности встречается редко и появляется только в связи с циклонической циркуляцией на том уровне, где располагаются облака. Формы и масштабы облаков циклонических вихрей зависят от характера циркуляции, контраста температур во фронтальной зоне, где образовался циклон, а следовательно, и от характера вертикальных движений в атмосфере.

Большие по площади и хорошо развитые циклоны могут сопровождаться вторичным или частным циклоном. Он представляет собой небольшое циклоническое образование на периферии (чаще на южной) более обширного и глубокого циклона. Вторичный циклон является или более молодым циклоном, что и основной, т. е. на том же фронте, или образованием у точки окклюзии основного циклона, или циклоном на подветренной стороне гор при раздвоении циклона. Облачный вихрь такого циклона имеет конфигурацию, соответствующую положению фронтов, и имеет две или три спирали в зависимости от стадии развития. Довольно часто облачность имеет форму запятой. В отдельных случаях в облачной системе циклона можно обнаружить несколько облачных вихрей. При этом центр одного из них — основного — располагается вблизи центра циклона, а вторичные вихри, представляющие собой изолированную от основного вихря облачную систему, сдвинуты на периферию циклона. Размеры вторичных облачных вихрей обычно небольшие, они составляют около 200—300 км в диаметре. Облачная система их сформирована из облаков кучевообразных форм. В тех случаях, когда вторичные вихри появляются в тыловой части облачной системы, связанной с фронтом

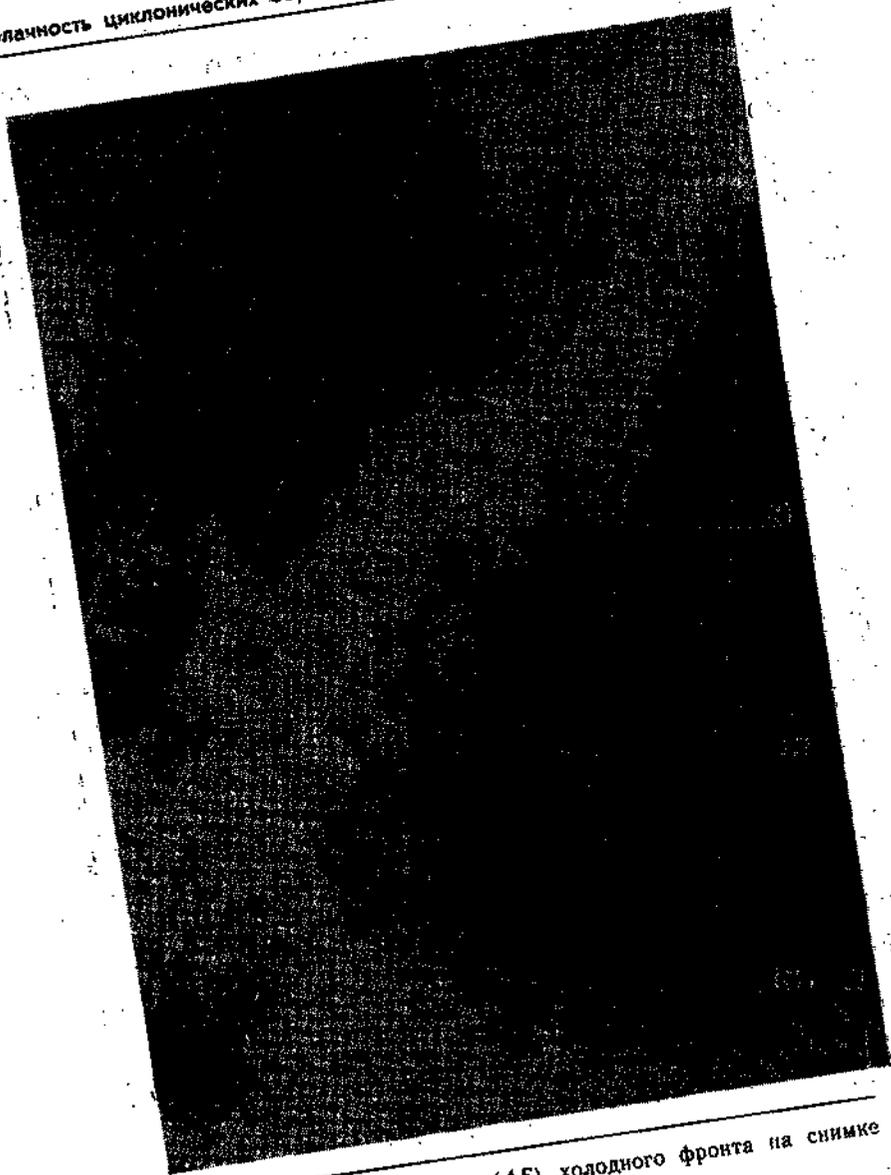


Рис. 11.3. Облачная полоса (АБ) холодного фронта на снимке видимого диапазона.

В районе В утолщение облачной полосы и изменение ее кривизны и яркости соответствуют образованию волнового возмущения на фронте.

окклюзии, они состоят из слоистообразных и кучевообразных облаков.

Каждый облачный вихрь характеризуется определенным жизненным циклом, в течение которого меняется форма его облачной спирали. Средний цикл жизни вихря около 3,5 сут. Наиболее часто удается проследить облачный вихрь в течение 2—3 сут. По истечении этого периода облачный покров деформируется обычно настолько, что спиралевидную его структуру проследить очень трудно. Но в отдельных случаях один и тот же облачный вихрь прослеживается 5—6 сут. С течением времени меняется также и облачность, из которой формируется облачный вихрь. В начальной стадии возникновения циклонического вихря он со-

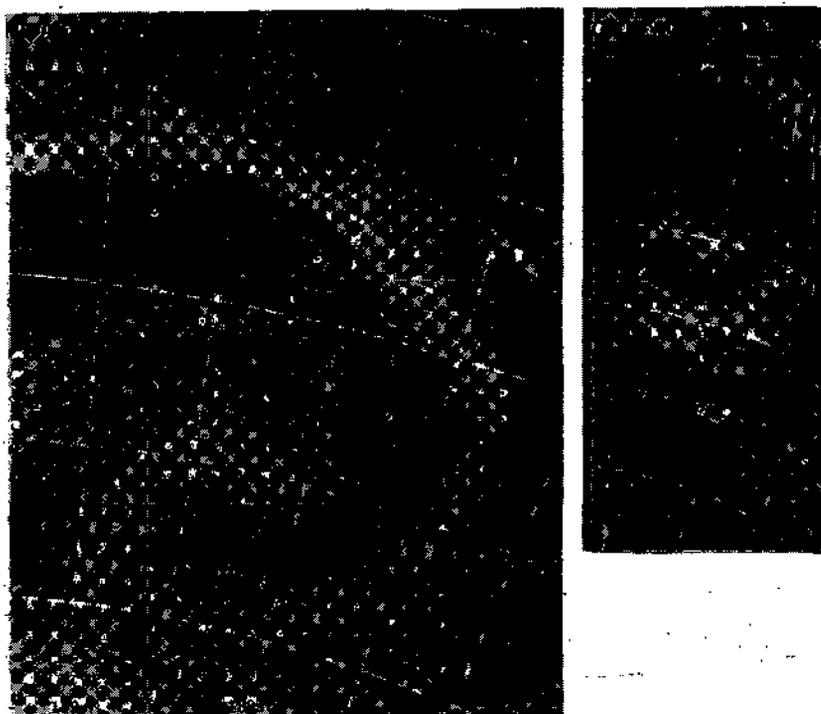


Рис. 11.4. Космические снимки циклона южного полушария в видимом (а) и инфракрасном (б) диапазонах.

Закрытые конвективные ячейки состоят из слоисто-кучевых облаков в тылу холодного фронта над южной частью Тихого океана. На снимке в видимом участке спектра отчетливо просматриваются мелкие ($L=10 \dots 20$ км) и крупные ($L=50 \dots 70$ км) элементы облачности. Тон изображения светло-серый по краям и белый в центре. На ИК снимке хорошо различаются элементы облачности. Тон изображения темно-серый.

стоит из облаков преимущественно слоистых форм, которые с течением времени сменяются облачностью кучевых форм.

Рассмотрим краткую характеристику структуры облачности для различных стадий развития фронтального и нефронтального циклонов, которые удается проследить на космических снимках.

11.4.1. Облачные системы фронтальных циклонов и в различной стадии их развития

В соответствии с фронтальной природой циклонов выделяют следующие стадии:

1) фронтальная волна — от первых признаков зарождения циклона на фронте до появления первой замкнутой изобары, кратной пяти;

2) молодой циклон — от оформления циклона до начала окклюдирования;

3) окклюдированный циклон — от начала окклюдирования до исчезновения циклона.

В каждой стадии циклон не только имеет своеобразную трехмерную структуру, но отличается характерным рисунком облачного поля, отчетливо различаемым на космических снимках. В процессе развития циклона его облачная система принимает спиралевидную форму, образуя хорошо оформленный облачный вихрь; такой характерный рисунок облачного поля позволяет провести некоторые уточнения термодинамического состояния циклона.

Стадия фронтальной волны. Это одна из скоротечных стадий развития циклона. В тылу волны (см. рис. 11.5а) появляется составляющая ветра, направленная от холодного воздуха к тепловому, этот участок фронта становится холодным.

Перестройка термобарического поля сопровождается изменением вертикальных составляющих движения воздуха и соответственно преобразованием фронтальной облачной системы. Облачная полоса, соответствующая фронту, начинает деформироваться, что в первую очередь приводит к расширению облачной зоны. Расширение обычно наблюдается в сторону холодного воздуха. При дальнейшем развитии волны появляется изгиб облачной полосы в сторону холодного воздуха. Искривление у вершины волны сопровождается уплотнением облаков. Наиболее мощная, а на снимках более яркая, светлая облачность располагается непосредственно над вершиной волны (рис. 11.2 и 11.5а), где наиболее интенсивны восходящие движения воздуха. В передней части облачного массива слоистообразные облака приобретают полосную структуру. Облачные полосы совпадают с направлением правого вертикального сдвига ветра в средней атмосфере. В холодном воздухе за сравнительно широкой полосой фронтальной облачности иногда можно наблюдать одну, две или несколько дугообразных облачных полос, как бы повторяющих искривление

основной фронтальной полосы. В теплом воздухе возле фронта относительно мало облаков, но при возникновении волны иногда появляются облачные полосы, вытянутые более или менее по потоку. В том случае, если волна развита слабо и только выражается в искривлении фронта, на снимке обычно бывает видно расширение облачной полосы, не сопровождающееся характерным циклоническим изгибом того участка фронтальной облачной полосы, который соответствует холодному фронту тыла волны. Когда волна развита хорошо, у поверхности Земли может быть обнаружена замкнутая изобара и формируется зона осадков. Но такую волну нельзя называть молодым циклоном, поскольку нет еще четко выраженного термического гребня и ложбины и недостаточно четко прослеживается циркуляция в средней тропосфере. В подобных случаях на космических снимках видно заметное сужение облачной полосы холодного фронта в области волны.

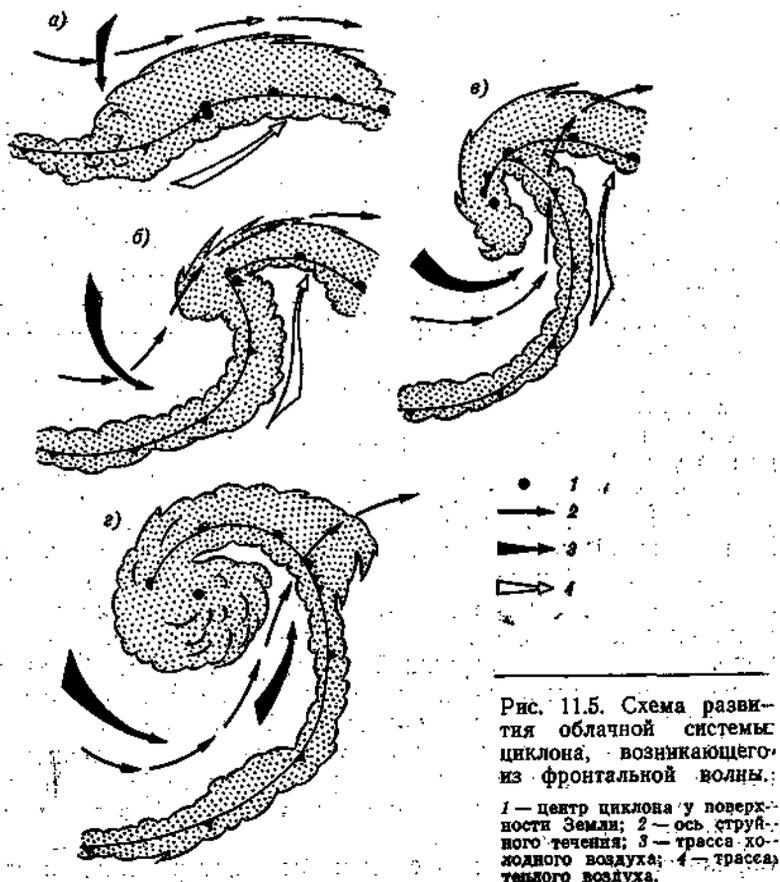


Рис. 11.5. Схема развития облачной системы циклона, возникающего из фронтальной волны.

1 — центр циклона у поверхности Земли; 2 — ось струйного течения; 3 — трасса холодного воздуха; 4 — трасса теплого воздуха.

При дальнейшем развитии фронтальная волна превращается в молодой циклон.

Стадия молодого циклона. Эта стадия развития циклонического образования характеризуется появлением вихревой структуры изображения облачной системы. Циклоническая циркуляция усиливается и от поверхности Земли постепенно распространяется вверх. Под влиянием вихревого движения воздуха, которое охватывает нижние слои тропосферы, происходит дальнейшая деформация фронтальной облачной полосы, образуются две облачные спирали, которые сходятся в вершине волны и соответствуют теплomu и холодному участкам фронта (рис. 11.5б). Участок холодного фронта вместе с облачной системой прогибается в сторону теплого сектора, а у вершины волны — в сторону холодного воздуха.

Облачность молодого циклона имеет полосное строение и образует облачный вихрь. Согласно Л. С. Мининой, центр облачного вихря совпадает с центром циклона в нижних 3 км и располагается в передней части барической ложбины на уровне 500 гПа.

В стадии молодого циклона наиболее мощная облачность наблюдается у вершины еще широкого теплого сектора. Иногда перед теплым фронтом могут появиться узкие гряды более ярких облаков, которые ориентированы параллельно краю фронтальной облачности. Эти гряды свидетельствуют о наличии неустойчивого воздуха перед теплым фронтом, в котором летом могут развиваться кучевообразные облака.

В отдельных случаях завихренность облачности в молодом циклоне может проследиваться довольно слабо. Так как стадия молодого циклона длится недолго, эту облачную систему не всегда удается зафиксировать со спутника.

Граница завихренной облачной зоны примерно совпадает с крайней замкнутой изобарой.

Дальнейшее развитие циклонического образования приводит к процессу окклюдирования циклона, к смыканию облачных спиралей теплого и холодного фронтов и образованию облачной системы фронта окклюзии.

Стадия окклюдированного циклона. Эта самая продолжительная по времени стадия развития циклона, так как она охватывает период от начала окклюдирования до исчезновения циклона. На этой стадии развития циклона происходят наиболее существенные изменения в структуре облачности, которые хорошо прослеживаются на космических изображениях. Поэтому целесообразно рассмотреть характерные признаки облачности окклюдированного циклона на различных этапах анализируемой стадии.

Обычно циклон достигает максимального развития с началом окклюдирования. Происходит заметное сужение теплого сектора циклона. На этом этапе развития облачная система циклона приобретает резко выраженную спиралевидную форму. В централь-

ной части происходит смыкание облачных спиралей, связанных с теплым и холодным фронтами, в единую спираль, закручивающуюся к центру высотного циклона (рис. 11.5 в, г).

Часто происходит образование двух облачных спиралей. Эти спирали сходятся к центру циклонической циркуляции на уровне облаков, причем облачная спираль, связанная с холодным фронтом, становится доминирующей. Начинается образование фронта окклюзии, облачность которого представляется в виде двух смыкающихся облачных спиралей. На космических изображениях отчетливо видно уменьшение безоблачного или малооблачного

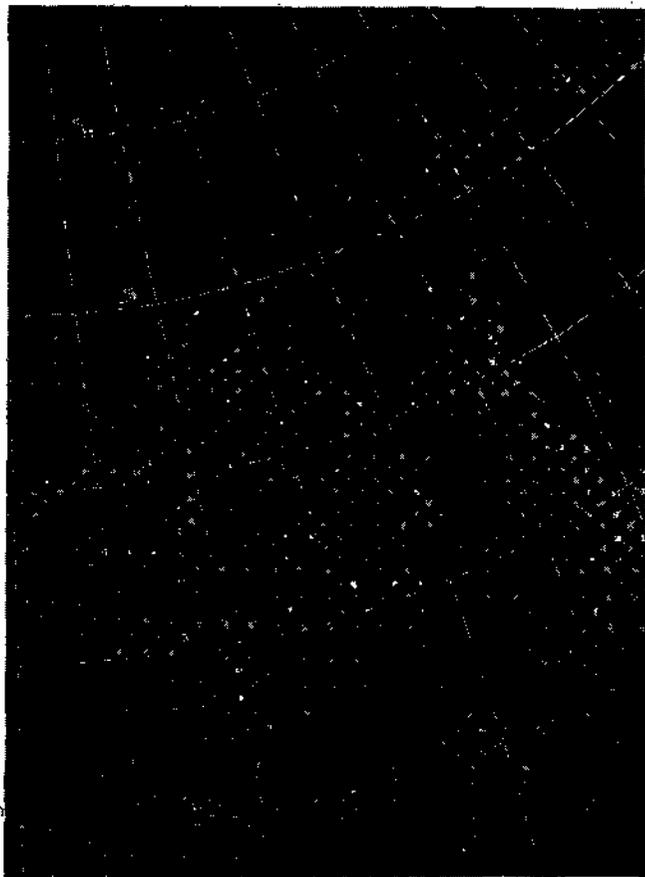


Рис. 11.6. Облачная система окклюдирующегося циклона над ЕТС на снимке видимого диапазона.

АВ — участок теплого фронта, АВ — участок холодного фронта,
АГ — фронт окклюзии.

пространства между теплым и холодным фронтами. Сравнительно малооблачная зона прослеживается в тыловой части циклона, здесь интенсивно развиваются гряды кучевообразных облаков.

Характерным индикатором окклюдирующегося циклона является деградирующая облачная полоса, связанная с теплым фронтом; от нее отстает лишь небольшой выступ. Широкая облачная полоса — основная облачная спираль циклона — соответствует фронту окклюзии. Эта полоса имеет форму единой спирали с облачной системой холодного фронта. Рядом с облачной полосой очень часто наблюдается безоблачная зона, имеющая вид спирали. Такая структура облачности окклюдирующегося циклона остается устойчивой в течение длительного времени (до трех суток (см. рис. 11.5 в, г)).

Пример облачности развитого циклона приведен на рис. 11.6. Облачная полоса в виде дуги, сформированная из кучево-дождевой, кучевообразной и перистообразной облачности, соответствует холодному фронту. К фронту со стороны холодного воздуха при-
мыкает широкая безоблачная зона. Почти параллельно лежит вторая облачная полоса, сформированная в основном кучево-дождевой и перистообразной облачностью — вторичный фронт. В верхней части снимка — полосная структура слоистообразной облачности характеризует участок теплого фронта. Смыкаясь, они образуют широкую полосу, состоящую из сплошной облачности

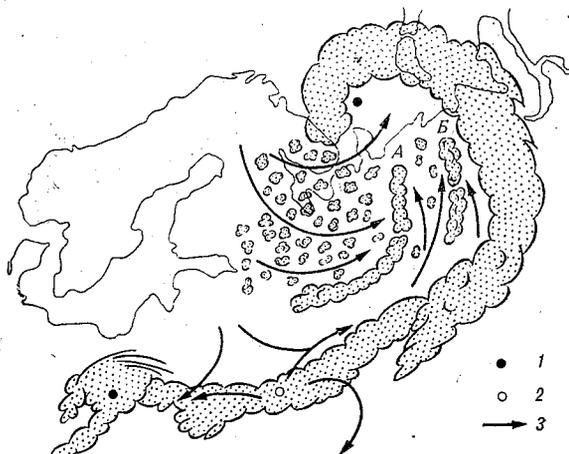


Рис. 11.7. Схема облачности окклюдированного циклона.

1 — центр циклона; 2 — центр антициклона; 3 — линии тока у поверхности Земли (проведены по направлению ветра).

всех типов, что соответствует фронту окклюзии. Темное пространство между облачными полосами теплого и холодного фронтов — малооблачный теплый сектор циклона (см. рис. 11.6).

За холодным фронтом могут наблюдаться поля конвективных ячеек. Ячейки состоят из кучевообразных облаков, которые образуются тогда, когда холодный воздух начинает прогреваться от подстилающей поверхности. Образование облаков конвекции свидетельствует о значительной неустойчивости холодного воздуха. Количество и мощность конвективной облачности могут быть раз-

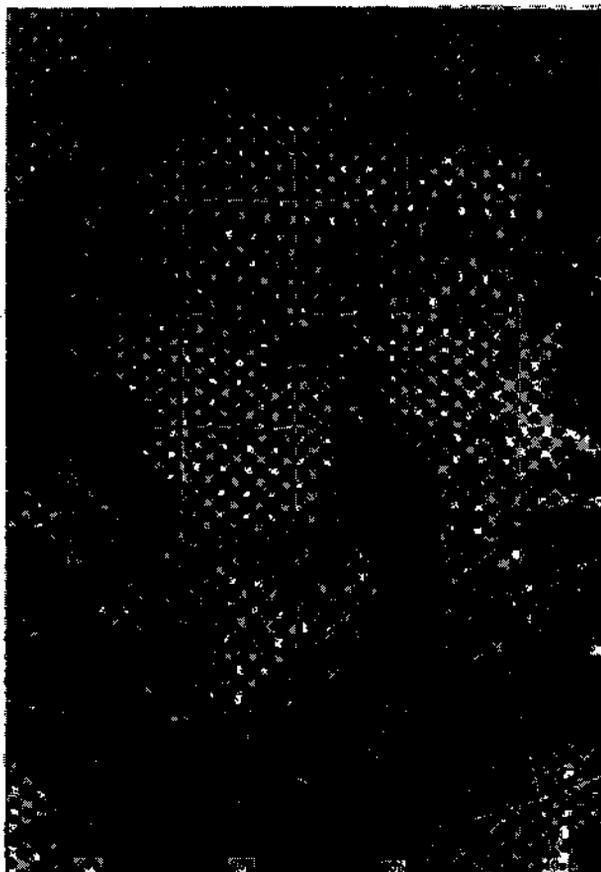


Рис. 11.8. Окклюдированный циклон.

Облачная зона теплого фронта размыта, виден незначительный выступ у точки окклюзии.

личными и зависят от влажности холодного воздуха, степени его устойчивости и состояния подстилающей поверхности.

С усилением ветра поля конвективных ячеек формируются в ряды. Ряды ориентируются вдоль векторов вертикального сдвига ветра (вертикальный сдвиг ветра представляет собой так называемый *термический ветер*, направленный вдоль изотерм).

Центр циклона у поверхности Земли находится вблизи фокуса облачной спирали, но смещен в направлении наиболее плотной облачности, располагающейся вдоль фронта окклюзии.

В тыловой части облачного вихря образуется замкнутая об-

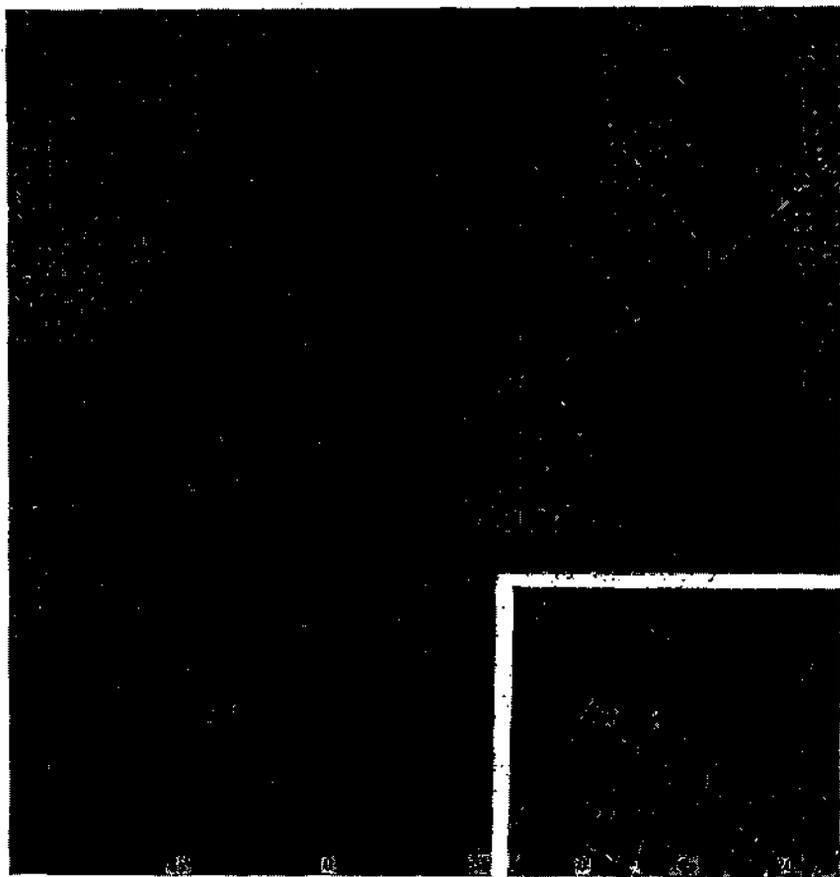


Рис. 11.9. Заполняющийся циклон на снимках видимого (а) и инфракрасного (б) диапазонов.

А — центр заполняющегося циклона.

ласть холода, положение термического гребня сохраняется таким же, как у циклона в стадии максимального развития. Очаг максимального падения давления располагается в передней части облачной зоны, связанной с фронтами окклюзии, а очаг роста — в зоне прояснения за холодным фронтом.

Для изображения *окклюдированного циклона* на космических снимках характерно наличие вихревой облачной системы, изолированной от облачных полос, связанных с фронтальными разделами. Облачные спирали в этом случае четко отделяются друг от друга промежутками с почти полным отсутствием облаков (рис. 11.7). Облачная система, связанная с фронтом окклюзии и холодным фронтом, деградирует и оттесняется на периферию циклона. В окклюдированном циклоне могут наблюдаться облачные спирали небольших размеров, сформированные из мощных кучевых и кучево-дождевых облаков. Они обычно находятся в тыловой части циклона и наиболее часто наблюдаются в летний период (рис. 11.8).

При заполнении циклона облачная система, связанная с фронтом окклюзии и холодным фронтом, разрушается (рис. 11.9). Вокруг центра циклона располагаются облачные спирали небольших размеров, состоящие из мощных кучевых и кучево-дождевых облаков. Область низкого давления, центр которой располагается вблизи фокуса этого вихря, заполняется и может исчезнуть.

Рассмотренная структура облачности циклонов, находящихся в различной стадии развития, является типичной, но не охватывает всего многообразия встречающихся в природе форм.

Достаточно сказать, что спиралевидная структура облаков прослеживается со спутника далеко не у всех циклонов. Если наличие облачного вихря в большинстве случаев говорит о присутствии циклона, то совсем не значит, что если нет вихря, то отсутствует циклон. Над однородной поверхностью океанов рисунок облачности в циклоне бывает более четким и облачные вихри прослеживаются в виде правильных фигур. Над изрезанным рельефом суши рисунок облачности более сложный и правильные геометрические линии часто искажаются под влиянием облаков, образование которых обусловлено неровностями земной поверхности. Нередко нарушение рассмотренной схемы развития облачной системы циклона бывает связано с изменением условий циркуляции и термического режима в смежных с циклоном барических системах.

11.4.2. Облачные системы нефронтальных циклонов

Выделение в отдельную группу облачных систем нефронтальных циклонов связано в первую очередь с особенностями возникновения и эволюции циклонических образований, а вместе с ним и облачной системы.

Нефронтальные циклоны возникают преимущественно летом над сушей, зимой над теплыми морями. Они не связаны с атмосферными фронтами, имеют небольшие горизонтальные размеры и слабо развиты по вертикали. Причиной возникновения термических циклонов является неравномерное нагревание подстилающей поверхности и образование устойчивых местных восходящих движений воздуха над сравнительно большими площадями. Эти циклоны носят название местных или термических. Иногда нефронтальные циклоны возникают в результате искажения воздушного потока в условиях сложного рельефа. Такие циклоны носят название орографических.

Облачные системы орографических циклонов. Орографические циклоны обычно возникают на подветренных сторонах горных районов (хребтов). Очень часто эти циклонические образования не имеют замкнутой циркуляции, а являются барическими ложбинами с небольшими барическими градиентами.

На территории Евразии такие циклоны наблюдаются в горных районах только при определенном направлении воздушного потока. Так, например, в Зауралье циклоны формируются при западных ветрах, на Северном Кавказе — при южных и юго-западных потоках и т. д. В этих и других районах при соответствующем направлении ветра создаются благоприятные условия для дивергенции потоков на подветренной стороне горных хребтов. Для орографических циклонов характерна малоподвижность. При смене направления воздушного потока циклоны исчезают, а облачность размывается. Весьма важной особенностью циклонов является отсутствие в их системах фронтов и сопровождающей их облачности. Наиболее характерная структура облачности — облачные вихри или слоистая облачность без четкой структуры.

Установлено, что на структуру и вид облачной полосы существенное влияние оказывает подстилающая поверхность. В тех случаях, когда облачная полоса находится над равнинной местностью или поверхностью океана, она имеет правильную рассматриваемую ранее типовую форму. Если полоса располагается над территорией со сложным горным рельефом, то ее форма претерпевает значительную деформацию. Это объясняется в первую очередь деформацией воздушных потоков, что в свою очередь ведет к существенным деформациям и разрыву фронтальных облачных систем. Большое разнообразие структур облачных систем, связанное с различными орографическими районами, не позволяет систематизировать облачные полосы по каким-либо типам.

Исследования показывают, что в ряде районов орографические циклоны превращаются во фронтальные.

Облачные системы местных циклонов. Местные, или термические, циклоны представляют собой размытые и неглубокие барические образования с малыми градиентами. Фронты в них отсут-

ствуют. Такие циклоны возникают под непосредственным влиянием температурного режима подстилающей поверхности. Неоднородный прогрев земной и водной поверхностей обуславливает районы, в которых возникают местные циклоны. Зимой это открытые моря, окруженные холодной сушей. Наиболее часто это внутренние моря, такие как Средиземное, Черное Балтийское и др. Летом это нагретые участки земной поверхности (например, районы Средней Азии).

Для местных циклонов наиболее характерна облачность конвективных форм. Обычно эти облака слабо развиты по вертикали, но занимают большие районы. На космических снимках скопления облаков наблюдаются в виде небольших вихрей.

Иногда облачность местных циклонов имеет яркий белый тон изображения, свидетельствующий о достаточно хорошем развитии облаков по вертикали. На космических изображениях он соответствует кучево-дождевым облакам, у которых имеются перистые вершины. В таких случаях над местным циклоном располагается относительно холодный воздух, который обуславливает неустойчивое состояние атмосферы.

Иногда местный циклон приобретает поступательное движение и превращается в обычный подвижный фронтальный циклон. Такая эволюция характерна для циклонов, которые на начальном этапе являются термически симметричными, а затем вследствие изменения циркуляции воздуха в данном районе становятся асимметричными. Подобные циклоны могут образовываться в результате втягивания в циркуляцию циклона или масс более холодного воздуха, или масс более теплого воздуха, или одновременно того и другого из смежных с этим циклоном барических систем, т. е. в системе первичного термического циклона появляются теплый и холодный фронты. Это приводит к тому, что циклон приобретает тенденцию к перемещению, меняется облачный покров циклона: появляются облачные полосы, выбросы перистых облаков, формируется облачный вихрь.

11.5. ОБЛАЧНЫЕ СИСТЕМЫ АНТИЦИКЛОНОВ И БАРИЧЕСКИХ ГРЕБНЕЙ

В антициклонах, как известно, преобладает малооблачная погода, но в ряде случаев при благоприятных для этого условиях облачность формируется и в антициклонах.

В низких холодных антициклонах и гребнях в их центральной части облачность отсутствует, однако на периферии, в области адвекции холода, развиваются кучевообразные облака, которые фиксируются в виде открытых конвективных ячеек или облачных гряд. Особенно это характерно для холодных антициклонов, перемещающихся над морской поверхностью.

В высоких антициклонах развитие облачности и ее характер даже при наличии неоднородного перегрева земной поверхности существенно зависят от высоты инверсии оседания (сжатия).

При положении уровня конденсации ниже границы инверсии развиваются плоские кучевообразные облака, что находит свое отражение на фотографиях в виде закрытых ячеек.

На той периферии антициклона, где наблюдается адвекция тепла (в северном полушарии это чаще всего западная периферия антициклона или гребня) на фотографиях фиксируется слоистая или слоисто-кучевая облачность (см. п. 10.3.1).

Облачный покров в холодном антициклоне в основном зависит от состояния подстилающей поверхности. Зимой над континентами положение антициклона или гребня за холодным фронтом совпадает с положением безоблачной или малооблачной зоны. Центр антициклона располагается, как правило, в середине такого безоблачного района. Когда холодный низкий антициклон движется над теплым океаном или сушей, в нем обычно развиваются кучевообразные облака в форме открытых конвективных ячеек или облачных гряд.

Если в теплом антициклоне или гребне температурные различия между воздухом и подстилающей поверхностью невелики, то облачность антициклона изображается на космических снимках как малооблачный район с минимальным количеством облаков в центре антициклона или вдоль оси гребня. Когда высокий теплый антициклон развивается над холодной подстилающей поверхностью, на снимках ему соответствуют обширные поля слоистых облаков, туманов или закрытых конвективных ячеек. Центр антициклона при этом расположен в том районе, где ячейки имеют минимальные размеры и наиболее правильную форму.

Иногда антициклоны состоят из двух воздушных масс, разделенных малоактивным фронтом. В подобных случаях на изображениях облачного покрова хорошо прослеживается различие в характере его вдоль оси гребня. Это происходит вследствие различия циркуляций на западной и восточной сторонах от оси гребня. В северном полушарии восточная часть таких антициклонов обычно занята кучевообразной облачностью, а западная часть — слоисто-кучевыми или слоистыми облаками (в зависимости от времени года и от характера подстилающей поверхности).

11.6. ОБЛАЧНАЯ СИСТЕМА СТРУЙНЫХ ТЕЧЕНИЙ

Струйные течения имеют характерную облачность в виде полос, которые вытянуты параллельно оси струи, иногда под небольшим углом к ветру. В зоне струйного течения преимущественно развивается перистообразная облачность. Эта облачность образуется в теплом воздухе справа от оси струйного течения и обычно резко

обрывается вблизи оси. Ширина полос 400—600 км, а иногда и больше. Длина полос достигает 1500—2700 км. Облака возникают не на всем протяжении струйного течения, а лишь на тех его участках, где наблюдаются упорядоченные восходящие движения воздуха.

Слева от оси струйного течения и ниже ее в холодном воздухе могут наблюдаться кучевые и кучево-дождевые облака. Их возникновение обусловлено развитием конвекции в холодном воздухе. В отдельных случаях слева от струи могут наблюдаться высококучевые и перистые облака, которые образуются от растекания наковален кучево-дождевой облачности. Однако иногда слева от оси струйного течения облака отсутствуют.

Полоса облаков струйного течения в облачной системе циклона иногда может иметь вид синусоидальной кривой. Над тыловой частью циклона она характеризуется циклонической кривизной, вблизи точки окклюзии полоса облаков изогнута антициклонически и пересекает облачную полосу фронта окклюзии. Анализ снимков позволяет заключить, что облака струйных течений, располагающиеся выше фронтальной облачности, как правило, обособлены. Сквозь покров перистых облаков струйного течения часто просвечивает имеющая несколько иное направление более низкая фронтальная облачность.

На снимках облачность струйных течений обычно имеет форму обширного массива или длинной широкой полосы (рис. 11.10), а в отдельных случаях — ряда узких полос перистых облаков, вытянутых вдоль потока.

Край облачности струйных течений со стороны холодного воздуха часто повторяет изгиб оси струйного течения. Располагаясь в передней части высотной ложбины, облачная полоса вблизи оси высотной ложбины имеет циклоническую кривизну, затем выпрямляется, становится почти прямой, а когда струя начинает огибать высотный гребень, облачная полоса приобретает антициклоническую кривизну.

Иногда полосы перистообразной облачности имеют гребенчатый вид. Центральная часть (остов) такого изображения выглядит на снимке узкой (1—2 мм) винтообразной полосой ярко-белого тона. От нее отходят перпендикулярно или под некоторым углом к основной полосе тонкие нитевидные или хребтовидные «отроги». За ось струи в этом случае принимается центральная полоса.

При определении направления струйного течения учитывается, что в северном полушарии теплая сторона струи (а следовательно, и перистообразная облачность) будет справа от оси, холодная (нижняя облачность или безоблачно) — слева. В южном полушарии, наоборот, теплая сторона слева от оси, холодная — справа. При сходимости двух струйных течений перистые облака наблюдаются как с теплой стороны южной ветви струи, так и с теплой

стороны северной ветви струи, что следует учитывать при определении положения осей.

На снимках видимого диапазона иногда характерным индикатором может являться тень (рис. 11.11). Тень от облаков струйного течения может быть обнаружена на более низких облаках или на подстилающей поверхности. Ширина тени варьирует от 10 до 30 км. Она зависит от высоты Солнца, от разницы высот между верхними границами облаков верхнего и нижнего уровней и от угла, под которым наблюдаются облака со спутника.

На ИК снимках облачность струйного течения как самая высокая (самая холодная) отличается большей яркостью. Часто можно наблюдать обширные массы облаков перистых форм, не связанных с фронтальными разделами. Эти облака простираются из тропиков в умеренные широты и связаны с субтропическими струйными течениями. Они характеризуются наличием множества полос, ориентированных перпендикулярно к направлению главной облачной полосы. Благодаря перистым облакам струйные течения можно проследить на протяжении тысячи километров.

Иногда в облачности струйного течения обнаруживаются поперечные полосы. Эти мезомасштабные полосы являются характерной особенностью областей интенсивного струйного течения.

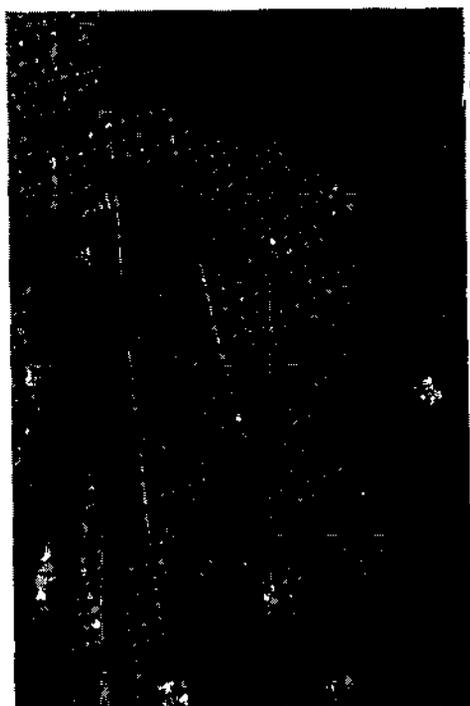


Рис. 11.10. Облачность струйного течения.

А — отсеченный облачный массив; Б — выбросы перистой облачности; В — облачность струйного течения; Г — старый облачный вихрь.

Они располагаются поперек основного массива или основной полосы перистой облачности, т. е. перпендикулярно воздушному потоку в струйном течении. В отдельных случаях, как показывает анализ космических снимков, облачные полосы могут быть несколько повернуты в направлении ветра в струе.

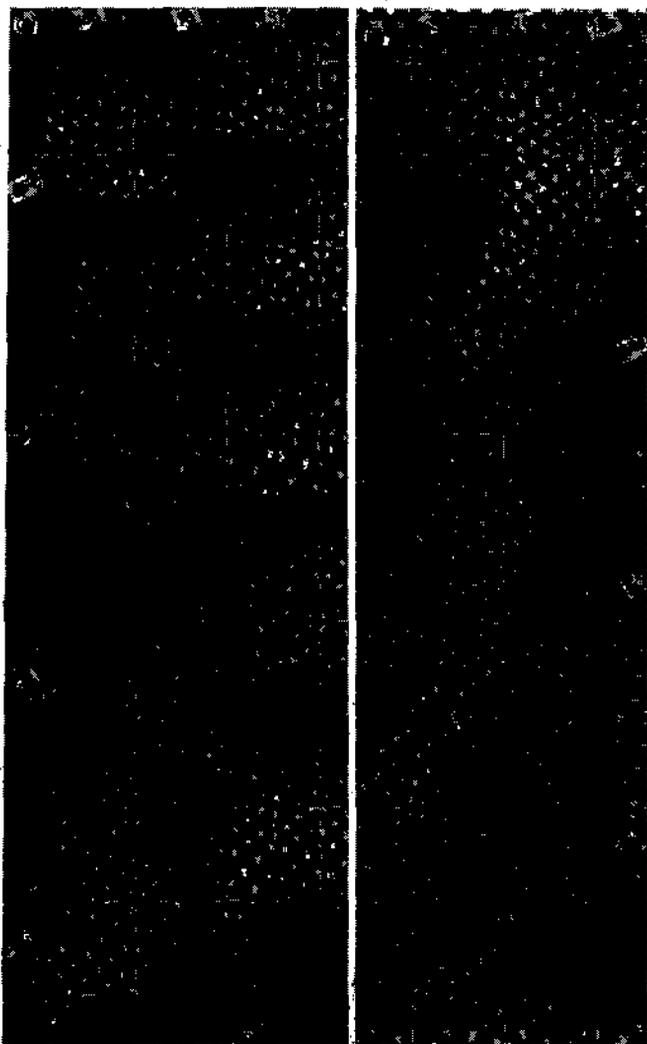


Рис. 11.11. Облачность струйного течения над Западной Сибирью на снимках видимого (а) и инфракрасного (б) диапазонов.

Глава 12. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ДАННЫХ ОБ ОБЛАЧНОСТИ ДЛЯ ОЦЕНКИ ЭВОЛЮЦИИ КРУПНОМАСШТАБНЫХ ВОЗМУЩЕНИЙ

Исследования последних лет, выполненные в нашей стране Т. П. Поповой, Г. М. Озеровой, А. В. Леонтьевой, Г. Ю. Нероновой и др., показывают, что очень часто на спутниковых снимках прослеживаются определенные закономерности, которым подчиняются формирование, эволюция и перемещение циклонов и атмосферных фронтов. Эти закономерности определенным образом проявляются в форме, структуре и взаимном расположении облачных образований.

12.1. ОЦЕНКА ЭВОЛЮЦИИ ОБЛАЧНОГО ПОЛЯ

Анализ космических снимков показывает, что очень часто в отдельных сюжетах изображения облачных полей заложены признаки, которые могут быть использованы для прогноза эволюции облачного поля. Это важное обстоятельство позволяет применить признанные в синоптическом анализе методы прогноза облачности. Здесь имеется в виду использование метода формальной экстраполяции, т. е. экстраполяции наблюдаемого в данный момент облачного поля на будущее, исходя из тех же изменений, которые уже наметились в предшествующей эволюции облачного поля. Основанием для использования метода формальной экстраполяции являются:

— наличие определенной связи между горизонтальными размерами атмосферных образований и временной изменчивостью этих образований (см. табл. 11.1);

— наличие тесной связи между облачными системами, изображенными на космическом снимке, и барическим полем атмосферы, а также между изменением характера барического поля и эволюцией облачной системы;

— проявление тенденции в изменении облачности на снимках со спутника раньше, чем обнаруживается тенденция в изменении барического поля на синоптических картах.

Все это в первую очередь относится к зарождению циклонов и возникновению фронтов и определяет возможность прогноза эволюции облачных систем путем экстраполирования тенденции развития конкретной облачной системы. Такие тенденции могут быть обнаружены по трем, а в отдельных случаях по двум последовательным снимкам облачного покрова через 12-часовые интервалы. По космическим снимкам могут быть определены в этом случае скорость перемещения и ее тенденция (замедление, ускорение), направление перемещения и его тенденция (отклонение вправо, влево от прямолинейного движения); увеличение или

уменьшение облачной системы по длине, ширине; закручивание и раскручивание спирали и т. д.

Таким образом, метод формальной экстраполяции может быть использован как для прогноза облачной системы в целом, так и для прогноза ее деталей. Однако необходимо иметь в виду, что этот прогноз будет существенно отличаться от конкретных прогнозов облачности (например, авиационных), поскольку он может дать только общий фон, на котором уже затем можно строить конкретный прогноз.

12.2. ПРИЗНАКИ ФОРМИРОВАНИЯ И ЭВОЛЮЦИИ ОБЛАЧНОЙ ПОЛОСЫ АТМОСФЕРНОГО ФРОНТА,

Прежде чем начать анализ снимков для оценки формирования и эволюции фронтальной облачной полосы, остановимся кратко на нередко встречающихся случаях несоответствия, на первый взгляд, облачных полей на космических изображениях и фронтальных разделов, обнаруживаемых на приземных и высотных картах погоды. Случаи кажущегося несоответствия в анализе наземной и спутниковой информации имеют под собою определенное основание, в первую очередь связанное с термодинамическими условиями возникновения и формирования облачности атмосферных фронтов. Исключая случаи неверного анализа космических снимков, рассмотрим основные причины, приводящие к «несоответствию», которые условно могут быть разделены на три группы:

1) атмосферные фронты хорошо прослеживаются в термобарическом поле на приземных и высотных картах, однако облачная система, которая, казалось, должна была бы соответствовать этому фронту, отсутствует. Это обычно наблюдается в антициклонах, где превалируют нисходящие движения воздуха. В таких случаях облачность, если она обнаруживается на снимках вблизи фронта, кажется как бы изолированной от нее. Отклонение от принятой в синоптической метеорологии схемы свидетельствует о том, что не каждый фронт сопровождается классической облачной системой. Облачная система образуется только на том фронте, где активно протекают фронтогенетические процессы и где образуется деятельная бароклиническая зона;

2) на космических снимках хорошо видна облачная полоса, сформированная из облаков верхнего и среднего ярусов, в то время как атмосферный фронт на приземной и высотных картах погоды в поле температуры и давления плохо прослеживается или совсем отсутствует. Этот факт может быть объяснен тем, что из всех параметров, характеризующих атмосферный фронт, облачность является более консервативным метеорологическим элементом, в особенности по отношению к термобарическому полю. Это в первую очередь относится к облакам среднего и верхнего ярусов, которые могут долго сохраняться, несколько видо-

изменяясь внешне, облака же нижнего яруса более изменчивы по своей природе. Поэтому на космических снимках облака среднего и верхнего ярусов могут проследиваться еще некоторое время, хотя сам фронт в поле температуры и давления различить бывает уже трудно. Необходимо отметить, что для дальнейшего развития процесса оставшаяся облачность, может быть, уже и не имеет значения, однако она определяет характер погоды над данным районом;

3) облачные полосы, возникнув, какое-то время могут существовать еще без видимых фронтов, т. е. облачность образуется раньше, чем фронт сформируется в термобарическом поле. Физически это означает, что процесс фронтогенеза уже начался, поле влажности активно реагирует на этот процесс, так как облачность уже формируется, но контрастов температуры в поле изотерм еще нельзя обнаружить. В подобных случаях адвективное увеличение горизонтальных контрастов температуры гасится возникающими при этом вертикальными движениями воздуха. Восходящие движения обеспечивают развитие фронтальной облачности, но контрасты температуры в зоне фронта на картах пока еще не обнаруживаются: идет перманентный процесс формирования контрастов и одновременно их ликвидация вследствие подъема и опускания воздуха в зоне фронтогенеза. В таких случаях облачность может быть очень мощной, процесс облакообразования протекает очень бурно, особенно когда теплый воздух богат влагой и неустойчиво статифицирован.

Следуя «Руководству по использованию спутниковых данных в анализе и прогнозе погоды», укажем на наиболее типичные ситуации, когда наблюдается несоответствие облачного поля на снимках со спутников и фронтального анализа на приземных и высотных картах погоды:

— размывающиеся южные участки холодных фронтов при активном глубоком вторжении холодного воздуха в южные районы Европы и на Средиземное море;

— адвекция тепла на высотах;

— холодные ложбины в тылу циклонов, смещающиеся по северу Европы. Оси таких ложбин обычно ориентируются с севера на юг и смещаются над континентом с запада на восток. В них образуются скопления кучевообразных облаков, формируются холодные фронты, а перед ними — узкие термические гребни. В вершине этих гребней возникают циклоны;

— южные циклоны, выходящие на Европейскую территорию СССР с Балкан и Черного моря. В них нет характерных для теплого и холодного фронтов облачных полос. Особенностью этих циклонов является наличие в них облачной шапки, которая располагается в вершине термического гребня, впереди центра приземного циклона. В теплом секторе и в зоне теплого фронта образуется так называемая облачность адвекции тепла.

Вопросы прогноза формирования и эволюции облачных фронтов по космическим снимкам представляют достаточно трудную задачу. Трудности задачи обусловлены отсутствием прямой связи между облачным полем в зоне фронта и основными параметрами фронта — горизонтальным контрастом температуры и сдвигом ветра.

Очень часто фронтальная облачность, совершенно одинаковая по внешнему виду, может отражать противоположные по существу процессы. Например, сплошная перистая облачность. Она образуется в зоне фронта в начальной стадии его формирования, когда нижней облачности еще нет, и сохраняется до самого последнего момента, когда нижняя облачность уже размылась и, казалось бы, фронта как такового уже нет. То же самое можно сказать и о кучевообразной облачности, особенно о кучево-дождевых облаках в летнее полугодие. Эти облака могут интенсивно развиваться как на фронте, слабо выраженном в поле ветра и температуры так и на фронте с большими контрастами температуры и большими сдвигами в поле ветра. Поэтому ответ на вопросы о формировании и эволюции облачных полос может быть в какой-то степени найден на основе комплексного анализа последовательных по времени снимков фронтальной облачности с соответствующими синоптическими материалами.

Для комплексного анализа космических снимков и синоптических материалов широко используются признаки, на которых основывается синоптический прогноз эволюции фронтов и его облачной системы. В качестве примера приведем случай, когда к фронту подтекает воздух с большим влагосодержанием и высокими температурами. Тогда как показывает опыт, следует ожидать активизацию процесса облакообразования на фронте. Когда подтекает воздух сухой и температуры в нем сравнительно невелики, можно ожидать ослабление процесса облакообразования.

Прогностическим признаком формирования фронтальной облачной полосы может служить появление над несплошными и не организованными в полосу кучевообразными и слоистообразными облаками тонкой пелены перистых облаков, вытянутых в направлении ветрового потока на уровне перистой облачности (рис. 12.1 а).

Исследования показывают, что если в дальнейшем перистая облачность уплотняется и возникает струйное течение, то появление четкого края облачной полосы со стороны холодного воздуха свидетельствует о начавшемся формировании фронтальной облачной полосы (рис. 12.1 б).

Признаком активизации облачной полосы является формирование вблизи этой облачной полосы облачности струйного течения. В начальный момент перистая облачность может наблюдаться или в виде отдельных тонких облачных полос, напоминающих штрих-пунктир (рис. 12.2 а), или в виде облачной полосы



Рис. 12.1. Формирование облачной полосы в направлении воздушного потока на ИК снимке.

a — кучевообразные и слоистообразные облака с тонкой пеленой перистой облачности (*A*); *b* — уплотнение и формирование в полосу той же облачности через 12 ч.



Рис. 12.2. Формирование вблизи облачной полосы облачности струйного течения на ИК снимке.

a — полоса перистых облаков в виде штрих-пунктира (АВ); *b* — расширение северного края перистой облачности в виде веера (А).

с четкой границей со стороны холодного воздуха (рис. 12.2 б). Если наблюдается расширение северного участка облачной полосы за счет перистых облаков, часто расходящихся в виде веера и вытянутых по направлению ветрового потока, и прогиб облачной полосы в сторону холодного воздуха, то в этом случае следует ожидать формирования облачной волны (рис. 12.2 б).

Если на облачной полосе теплого фронта появляется антициклоническое искривление в сторону холодного воздуха с расширением облачной полосы, то это является признаком обострения теплого фронта. Обычно обострение теплого фронта сопровождается возникновением мезомасштабных полос с холодной стороны облачного массива. В тех случаях, когда наблюдается компактная облачная полоса с выносами перистых облаков, следует считать, что теплый фронт достиг своей максимальной интенсивности и в последующие сутки можно ожидать деградацию облачного массива, особенно его части, удаленной от центра циклона.

Если на облачной полосе холодного фронта появляется циклонический прогиб в сторону теплого воздуха, то это служит признаком дальнейшего обострения фронта. В этом случае границы облачного массива могут оставаться аморфными, однако в последующие сутки следует ожидать появления более компактной облачной полосы с более резкими границами и соответственно — обострения холодного фронта. Активизация фронтальной облачной полосы холодного фронта способствует образованию в тылу циклона из кучево-дождевой облачности вторичного облачного вихря и его перемещению в сторону холодного фронта со скоростью, превышающей скорость последнего. Для холодных фронтов, теряющих свою активность, признаком является формирование в основной облачной полосе отдельных облачных полос и просветов. В этом случае облачная зона будет сужаться (особенно ее периферийная часть), и холодный фронт потеряет свою активность.

Эволюция фронтов окклюзии аналогична эволюции холодных фронтов, однако в этом случае процессы трансформации облачной системы происходят значительно медленнее.

12.3. ОЦЕНКА ПЕРЕМЕЩЕНИЯ ОБЛАЧНОЙ ПОЛОСЫ

Исследования показывают, что облачные полосы перемещаются в направлении нормали (рис. 12.3), проведенной из центра безоблачной зафронтальной зоны (А) к фронтальной облачной полосе (Б). Чем больше кривизна фронтальной облачной полосы, тем больше скорость ее перемещения.

При прочих равных условиях, чем резче выражено прояснение за фронтом, тем он подвижнее. В тех случаях, когда границы

облачной полосы аморфны, они соответствуют малоподвижным фронтам.

Если облачная полоса, соответствующая холодному фронту, меридионально вытягивается и становится квазипрямолинейной, она является малоподвижной.

Для определения направления и скорости смещения облачной полосы на космическом снимке можно воспользоваться следующей методикой. На снимке выбирается прямолинейный участок облачной полосы (рис. 12.4) и вдоль ее средней линии проводится прямая AB . По данным радиозондирования или картам барической топографии за ближайший к снимку срок наблюдений приближенно (с точностью до стандартного уровня) определяется (по распределению температуры и дефицита насыщения) верхняя граница облачности в исследуемом участке облачной полосы. Если в распоряжении имеется карта верхней границы облаков, построенная по радиационным данным, полученным с МСЗ, то для определения верхней границы облачности можно воспользоваться этими данными. Зная положение верхней границы облаков, на ближайшем к ней стандартном уровне по данным радиозондирования определяем среднее направление и скорость ветра в районе облачной полосы и в середине отрезка AB выполняем построение вектора ветра CD . На рис. 12.4 такой вектор был построен по данным двух станций на уровне 850 гПа, так как по распределению дефицита насыщения было установлено, что верхняя граница облачности находится вблизи этого уровня. При построении вектора ветра его модуль (длина) может быть выбран произвольно, исходя из масштаба изображения и необходимой четкости графических построений. Из конца век-

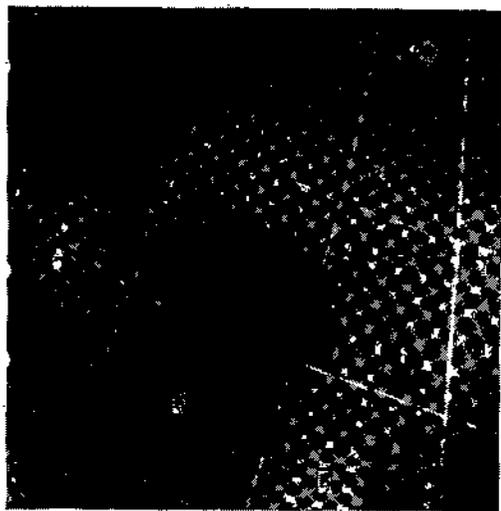


Рис. 12.3. Облачная полоса, соответствующая холодному фронту, смещается по вектору AB .

тора D проводится прямая DF , параллельная AB , и из точки C к ней проводится перпендикуляр CE , указывающий направление облачной полосы. Скорость перемещения определяется по формуле

$$V_{\kappa} = V_{\text{в}} \frac{CE}{CD}, \quad (12.1)$$

где V_{κ} и $V_{\text{в}}$ — соответственно скорость перемещения облачной полосы и скорость ветра. Из (12.1) видно, что скорость перемещения облачной полосы будет зависеть от угла, под которым направлен к ней воздушный поток вблизи верхней границы. Чем больше угол, тем с большей скоростью будет перемещаться облачная полоса.

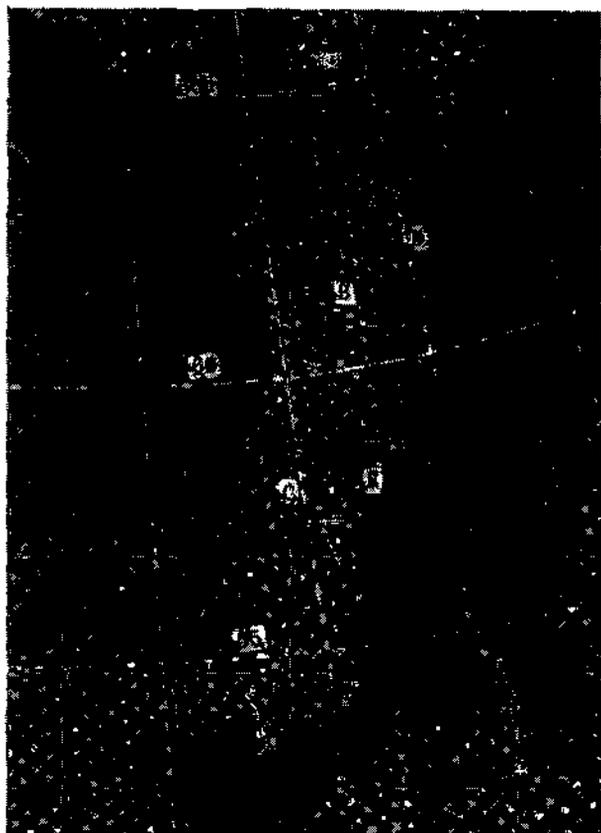


Рис. 12.4. Схема определения скорости и направления смещения облачной полосы.

12.4. ПРИЗНАКИ ВОЗНИКНОВЕНИЯ ЦИКЛОНОВ ПО КОСМИЧЕСКИМ СНИМКАМ

Опыт анализа космических снимков, накопленный в ГосНИЦИПРе, свидетельствует о том, что циклогенез в первую очередь проявляется в эволюции облачности. Являясь продуктом восходящих движений воздуха, облачность отражает те вертикальные движения, которыми в данном случае сопровождается циклогенез. На первом этапе восходящие движения охватывают почти всю область циклона. С развитием циклонического образования очаг восходящих движений смещается в переднюю часть циклона, а в тыловой появляется очаг нисходящих движений, который постепенно распространяется на всю циклоническую область. После этого развитие циклона прекращается. Свой жизненный путь вместе с циклоном проходит его облачная система. Обязательный признак активного циклогенеза — это появление перистых облаков в виде выбросов по потоку основного облачного массива.

В результате анализа и обобщения большого числа облачных ситуаций Т. П. Поповой было выделено пять основных циклогенетических облачных форм, которые являются предвестниками образования большинства циклонов умеренных широт.

1. Облачная шапка фронтальной волны. Известно, что волновой изгиб фронтальной облачной полосы соответствует образова-

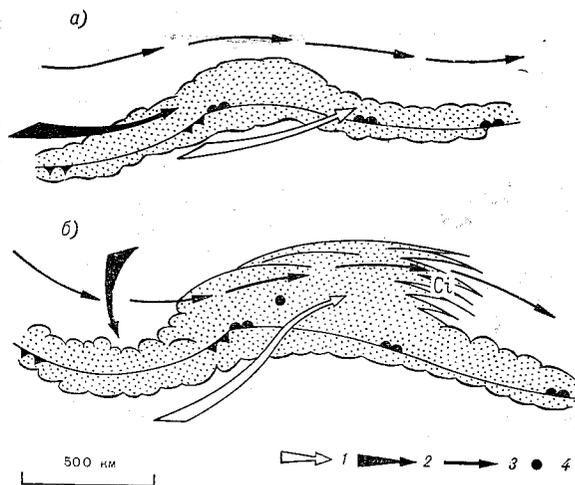


Рис. 12.5. Облачная шапка фронтальной волны слабовыраженной (а) и активной (б).

1 — трасса теплого воздуха; 2 — трасса холодного воздуха; 3 — ось струйного течения; 4 — центр области падения давления.

нию на фронте волнового возмущения. Однако не всякое волновое возмущение развивается в циклон. Если волновое возмущение развито слабо, то дальнейшего развития оно, как правило, не получает (рис. 12.5а). Для активной волны (рис. 12.5б) характерно следующее развитие, которое ведет к возникновению циклона. Отметим, что в обоих случаях, когда фронт у поверхности Земли имеет волновой изгиб, на приземной карте может появиться замкнутая изобара. В обоих случаях волна сопровождается расширением фронтальной облачной зоны и ее изгибом. Однако в отличие от слаборазвитой волны впереди активной волны появляются полосы перистой облачности, как бы тающие в направлении по фронту. Перистые облака возникают в результате интенсивной адвекции теплого воздуха в верхней половине тропосферы впереди волны (см. рис. 12.5б). В области активной волны очагу адвекции тепла обязательно соответствует очаг адвекции холода в нижней половине тропосферы в тылу волны. В тылу активной волны облачная фронтальная зона сужается и прогибается в сторону теплого воздуха. В. Ф. Черновой было установлено, что каждая третья облачная шапка фронтальной волны формируется до появления замкнутой изобары у поверхности Земли, за 12 ч и более.

В заключение заметим, что облачные шапки фронтальных волн часто возникают на холодных фронтах, скорость которых замедляется перед орографическим препятствием.

2. Шапка перистой облачности. Шапкой или щитом перистой облачности называют облачный массив, состоящий из слоистобразных облаков типа Cs—As—Ns размером от нескольких сотен до тысячи километров. Шапка перистых облаков имеет антициклонический изгиб северной кромки, возникает в области больших горизонтальных градиентов температуры при адвекции теплого воздуха. Облачная шапка имеет полосное строение. Южная сторона шапки не имеет четкой границы: она или размыта, или примыкает к фронтальной облачности. Восточный и западный края шапки несколько сужены, на восточном краю бывают видны выбросы перистых облаков (рис. 12.6).

Образование облачной шапки под струйным течением, ось которого находится вблизи выпуклого ее края, является признаком наиболее активного процесса циклогенеза. В этих случаях облачная шапка бывает выражена четко: ее центральная и южная части состоят из плотных облаков, хорошо видны выбросы перистых облаков.

Установлено, что циклогенетические облачные шапки наиболее часто могут появляться в следующих синоптических ситуациях:

- в зоне фронта с развитой облачной системой (рис. 12.6 а);
- в зоне фронта со слаборазвитой облачной системой (рис. 12.6 б);
- у точки окклюзии (рис. 12.6 в и г);
- в облачной зоне ныряющих циклонов (рис. 12.6 д):

— в зоне изолированной облачной шапки (рис. 12.6*е*) средиземноморских и южных циклонов Европы.

Было установлено, что появление облачной шапки в 70 % случаев предшествует появлению замкнутой изобары у поверхности Земли, остальные 30 % приходятся на случаи, когда у поверхности Земли уже оформился циклон и продолжается его развитие.

3. Шапка (веер) перистых облаков на северном конце гряды облаков холодного фронта. Особенностью изображения облачной системы в этом случае является то, что она имеет форму молота, веера или булавки (рис. 12.7). Такая облачная система образуется при вторжении холодного воздуха в нижней половине тропосферы

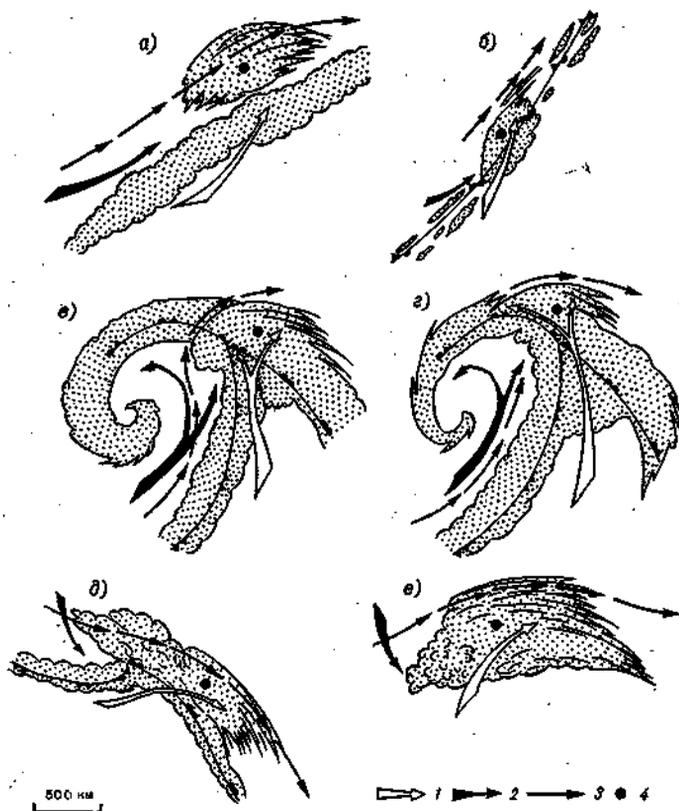


Рис. 12.6. Шапка перистой облачности.

а — в зоне фронта с развитой облачной системой; *б* — в зоне фронта со слабо развитой облачной системой; *в* и *г* — у точки окклюзии; *д* — облачная шапка врывающегося циклона; *е* — изолированная облачная шапка. Усл. обозначения 1—4 см. рис. 12.5.

с одновременным интенсивным выносом теплого воздуха в средней и верхней тропосфере. Процесс происходит в тех случаях, когда проникновение к югу масс холодного воздуха в тылу циклона или барических ложбин приводит к фронтогенезу, который сопровождается усилением южных потоков и выносом теплых масс воздуха на север. Формируется термический гребень, в вершине которого и появляются характерные облака, свидетельствующие о начале циклогенеза.

В облачном поле в подобных случаях проступают две особенности: кучевая облачность в виде гряд, отдельных скоплений, иногда даже небольших вихрей в холодном воздухе, справа от них полоса плотных облаков, преимущественно кучевых форм, покрытая сверху перистой облачностью. Эта полоса в северной части заканчивается или шапкой перистых облаков, тогда вся система имеет форму молота (рис. 12.7 а); или перистые облака расходятся в виде веера и как бы тают в направлении потока (рис. 12.7 б), или они резко обрываются, тогда вся система имеет форму булавы (рис. 12.7 в). Полосы перистых облаков указывают трассу распространения теплого воздуха в верхней тропосфере.

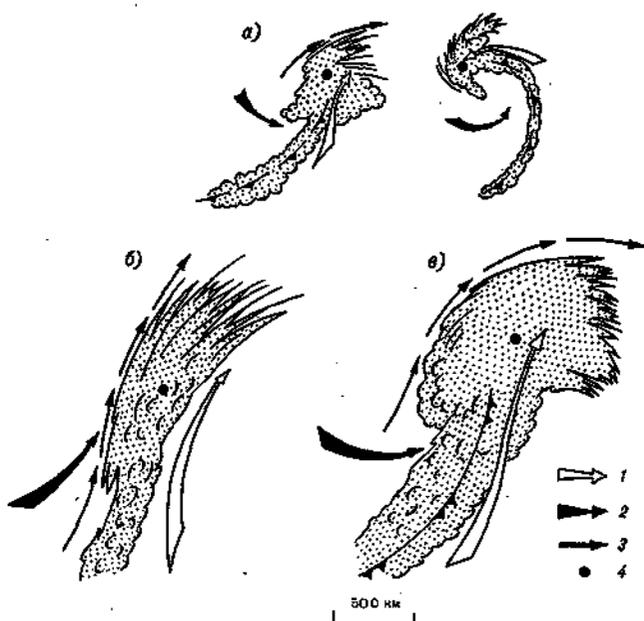


Рис. 12.7. Шапка на северном конце гряды облаков холодного фронта.

а — молот, б — веер, в — булава. Усл. обозначения 1—4 см. рис. 12.5.

Под перистыми облаками, которые имеют форму шапки (веера), появляется компактная область падения давления и формируется циклон.

Необходимо заметить, что масштабы такого процесса могут быть разные, различны размеры и глубина образующихся циклонов. Характерным для всех подобных ситуаций независимо от масштаба является быстрое развитие и быстрое затухание процесса. По ряду оценок, продолжительность жизни такого циклона не более одних-двух суток.

Диаметр облачной системы, которая приобретает форму круглого вихря, имеет размеры от 200 до 1000 км.

4. Массив развивающихся кучевых облаков. Установлено, что циклогенетическим будет тот массив кучевой облачности, который появился на фоне сравнительно небольшого количества облаков. Подобная ситуация возникает при наличии локальной области интенсивной конвекции, поддерживаемой неустойчивостью воздуха.

Такая ситуация может возникнуть в трех случаях:

- адвекция холода с высотой увеличивается;
- адвекция тепла с высотой уменьшается;
- адвекция тепла с высотой сменяется адвекцией холода.

Разрешение неустойчивости происходит путем интенсивной конвекции. В районе, занятом конвективной облачностью, давление падает, возникает локальный циклон (рис. 12.8). Дальнейшее его развитие зависит от синоптических условий. Если в области циклона увеличиваются горизонтальные градиенты температуры (вследствие проникновения в тыл циклона холодного воздуха или выноса в передней части его теплого воздуха), то он развивается, приобретая структуру фронтального циклона. Обычно в таких случаях быстро формируется облачный вихрь.

Признаком развития циклона служит появление над скоплением кучевых облаков выбросов перистых, которые обычно и указывают направление смещения этого циклона. Наиболее благоприятные условия для образования подобных циклонов создаются над Ближним Востоком.

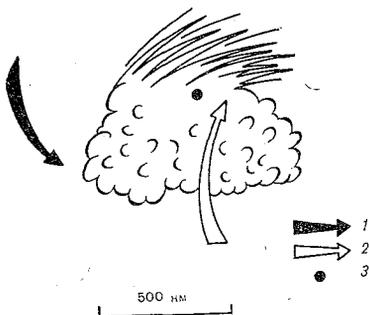


Рис. 12.8. Массив развивающихся кучевых облаков.

1 — трасса холодного воздуха; 2 — трасса теплого воздуха; 3 — центр области падения давления.

5. Вторичный облачный вихрь. Возникший в тылу развитого циклона облачный вихрь из кучевых облаков может служить признаком образования устойчивых волн на холодном фронте или признаком возникновения нового циклонического образования. (рис. 12.9). Такой вихрь обычно образуется под высокой холодной ложбиной или над изолированным очагом холода в локальной области положительного вихря скорости. Конвергенция в нижних слоях и адвекция холода вверх способствуют бурному развитию конвективных облаков. На снимках представляется, что облака группируются либо в скопления без жесткой структуры, либо в запятыя, являющиеся первой стадией облачности вихря. Затем данные образования превращаются во вторичный вихрь, связанный уже с начавшимся процессом циклогенеза. Вторичным этот вихрь назван потому, что он представляет собой как бы обособлен-

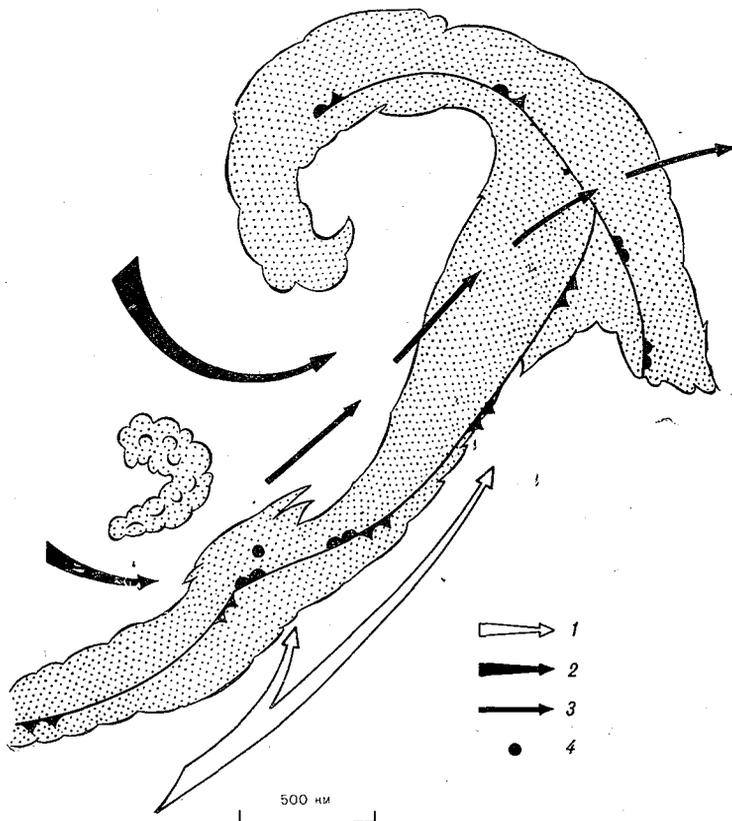


Рис. 12.9. Вторичный облачный вихрь.

Усл. обозначения 1—4 см. рис. 12.5.

ное образование внутри облачной системы окклюдированного циклона и не связан непосредственно с основным облачным вихрем (рис. 12.10).

Перемещаясь со средней скоростью ведущего потока, локальная область положительного вихря скорости, а вместе с ней облачный вихрь догоняют холодный фронт. Фронт втягивается в циклоническую циркуляцию, образуется волна, которая может развиться в циклон.

Для расчета образования циклона предлагается использовать формулу

$$\Delta t = L/(V_v - V_\phi), \quad (12.2)$$

где Δt — период времени, по истечении которого от срока наблюдения можно ожидать образование на фронте циклона; L — расстояние между облачным вихрем и фронтом; V_v — скорость ведущего потока над облачным вихрем; V_ϕ — скорость движения фронта.

Установлено, что наиболее благоприятные условия для возникновения вторичных облачных вихрей создаются на южной периферии старого заполняющегося циклона. Заполнение циклона в его центральной части способствует тому, что на южной периферии у поверхности Земли сохраняются большие барические градиенты и зона относительно сильных ветров. Наверху здесь располагается

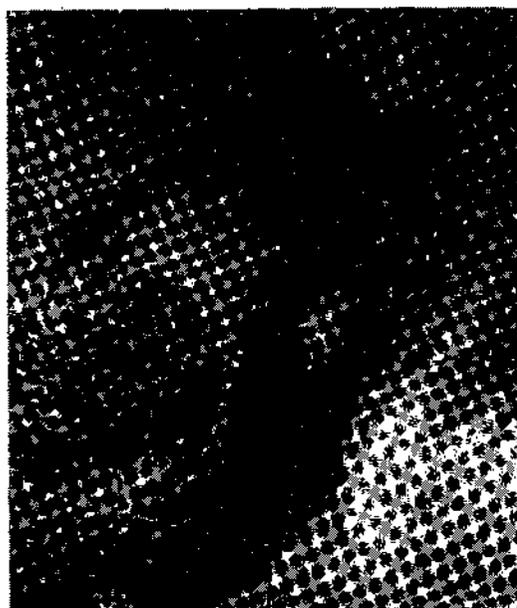


Рис. 12.10. Облачная полоса холодного фронта (BB) на космическом снимке видимого диапазона.

В точке А за холодным фронтом вторичный облачный вихрь.

струйное течение. В этой зоне появляются локальные области положительного вихря скорости, способствующие образованию вторичных облачных вихрей.

12.5. ОСНОВНЫЕ ПРИЗНАКИ ЭВОЛЮЦИИ ЦИКЛОНИЧЕСКОГО ОБРАЗОВАНИЯ

В основу оценки эволюции циклона по снимкам положены закономерности эволюции облачного покрова в течение его жизненного цикла. Для этой цели проводится оценка эволюции поля облачности по двум предыдущим фотомонтажам за предыдущие сутки или за 12 ч. Сравнительный анализ изменений за этот период времени в характере облачного покрова дает возможность спрогнозировать развитие циклона на последующие сутки. Основными признаками развития циклона являются: 1) расширение облачной полосы в данном районе; 2) уплотнение облачности; 3) появление антициклонического изгиба в сторону холодного воздуха; 4) возникновение мезомасштабных облачных полос вдоль антициклонически изогнутой границы облачного массива. Эти признаки можно использовать при прогнозе на следующие сутки возникновения волнового циклона у поверхности Земли (см. рис. 11.2, 11.3 и 12.10).

В тех случаях, когда на снимке прослеживаются две облачные полосы, основная из которых связана с теплым фронтом (рис. 11.1 и 11.6), то это может явиться признаком дальнейшего углубления циклона. Для циклонов, имеющих вихрь из одной облачной спирали, связанной с фронтом окклюзии и холодным фронтом (рис. 11.4 и 11.5 г), характерны сравнительно небольшая скорость перемещения и отсутствие существенных изменений в последующие сутки.

Для заполняющегося циклона характерны появление симметричности облачного вихря, появление облачных спиралей, связанных с вторичными фронтами и, наконец, изоляция облачного вихря от основных фронтальных облачных полос. Обычно наличие этих признаков указывает на то, что и в последующие сутки циклон будет продолжать заполняться. Однако облачный вихрь может существовать еще несколько суток, определяя характер погоды в данном районе. Наличие такого вихря, связанного с высотным циклоном, свидетельствует о стационарности возмущения.

12.6. ОЦЕНКА НАПРАВЛЕНИЯ ПЕРЕМЕЩЕНИЯ ЦИКЛОНОВ

Оценка направления перемещения циклона может быть выполнена по космическим снимкам с изображением полей облачности, имеющих спиралевидную структуру. Наличие этой структуры облачности на снимке соответствует оформлению циклонической

циркуляции в нижней тропосфере. Существует определенная закономерность в расположении изаллобарической пары относительно облачной спирали. Так, очаги роста давления занимают, как правило, переднюю часть малооблачной или безоблачной спирали, а очаги падения давления находятся в пределах головной части облачной спирали.

Результаты исследований, выполненных в Гидрометцентре СССР, показывают, что в случае облачного вихря с одной спиралью очаг падения давления чаще располагается в головной части спирали, в области наибольшей кривизны, очаг роста — в тылу, вне спирали, или в той ее части, где кривизна спирали уже небольшая, реже — вблизи вихря. В случае облачных вихрей с двумя спиралью очаг падения наблюдается на основной спирали или между спиралью, а очаг роста — на второй спирали или за ней.

Направление движения циклонов, с которыми обычно связаны облачные вихри, соответствует положению изаллобарической пары системы облачного вихря.

Облачные вихри, не имеющие хорошо закрученной облачной спирали, перемещаются вдоль вектора, направленного от центра безоблачной зоны в тылу циклона (А) к центру массива наиболее мощной облачности в пределах облачной спирали (Б) (рис. 12.11).

В качестве дополнительной информации для оценки направления перемещения облачного массива можно использовать выбросы перистых облаков (рис. 12.12). Волны перемещаются вдоль фронтальной облачной полосы по направлению этих выбросов.

В каждом облачном вихре можно обнаружить основную об-

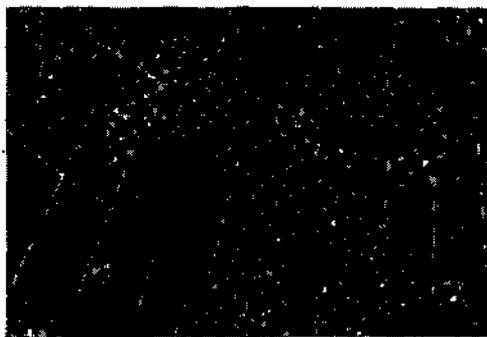


Рис. 12.11. Облачный вихрь, не имеющий хорошо закрученной спирали, смещается по вектору AB .

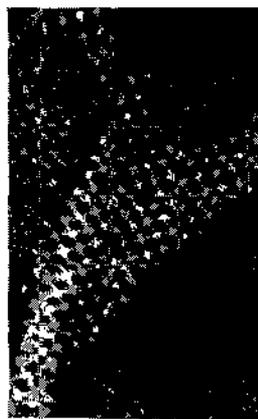


Рис. 12.12. Облачный массив смещается по направлению выбросов перистых облаков.

лачную спираль, представляющую собой спиралевидную облачную полосу шириной примерно от 100 до 400 км, кривизна которой по мере удаления от центра облачного вихря постепенно уменьшается. В отдельных случаях облачные вихри могут иметь и несколько спиралей. По морфологическим признакам, согласно исследованиям, проведенным в Гидрометцентре СССР, можно выделить три основных вида циклонических облачных вихрей:

1) облачные вихри, состоящие из правильных вытянутых облачных спиралей, близких по форме к гиперболической или логарифмической спирали (рис. 12.13, кривые *a* и *б*). Линейные размеры облачных вихрей, как правило, больше 1000 км. В одном облачном вихре может быть одна спираль, иногда две, редко три. Такие облачные вихри соответствуют термически ассиметричным, развитым и в основном подвижным циклонам;

2) облачные вихри правильной круглой формы, размеры их в поперечнике 500—800 км (рис. 12.13, кривая *в*). Вихри эти состоят из одной или нескольких симметрично расположенных облачных спиралей, по внешнему виду напоминающих архимедову спираль. Такие облачные вихри связаны с изолированными, термически симметричными мало-подвижными циклонами;

3) облачные вихри неправильной причудливой формы (рис. 12.13, кривая *г*), имеющие размеры от нескольких сотен до 1500—2000 км. Эти вихри возникают в системе циклона со сложной структурой барического и термического поля. Такие циклоны образуются обычно в результате регенерации или слияния двух или нескольких циклонов.

Оценка скорости перемещения циклонических образований представляет достаточно сложную задачу. Сложность этой задачи обусловлена изменением скоро-

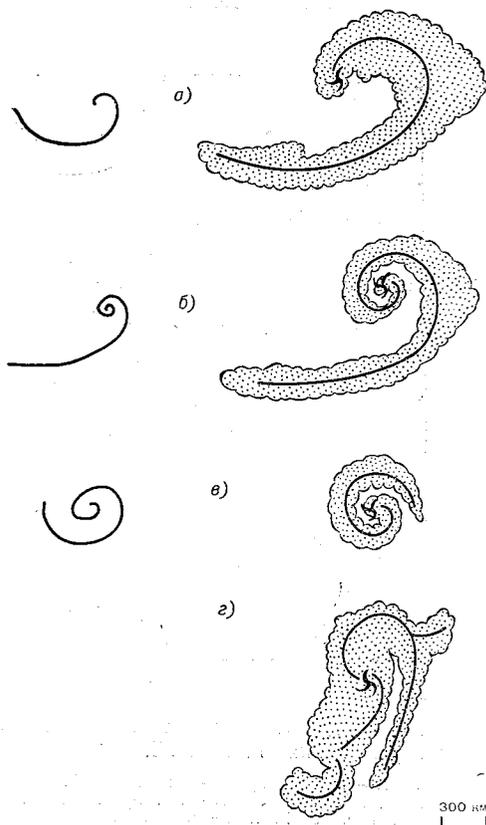


Рис. 12.13. Примеры циклонических облачных спиралей.

сти со временем в развивающемся циклоне. В синоптической метеорологии для решения задачи используют эмпирические связи.

Информативность снимков облачных систем циклонов для определения скорости движения в различных стадиях развития циклона неодинакова. В начальных стадиях развития циклонических образований, когда облачная система еще не приобрела вихревую структуру, определение скорости движения такого барического образования затруднено. Это объясняется скоротечностью данной стадии циклона, что связано с особенностями его формирования. Но стоит облачной системе приобрести вихревую структуру с четко выраженной облачной спиралью, как появляется возможность оценить скорость движения. Такая структура облачной системы характерна для развитых циклонических образований, и она наиболее часто прослеживается на космических снимках вследствие сохранения облачности. Установлено, что средняя скорость барических образований, имеющих вихревую структуру, не превышает 40 км/ч. Она наиболее характерна для циклонов Европы и севера Атлантики.

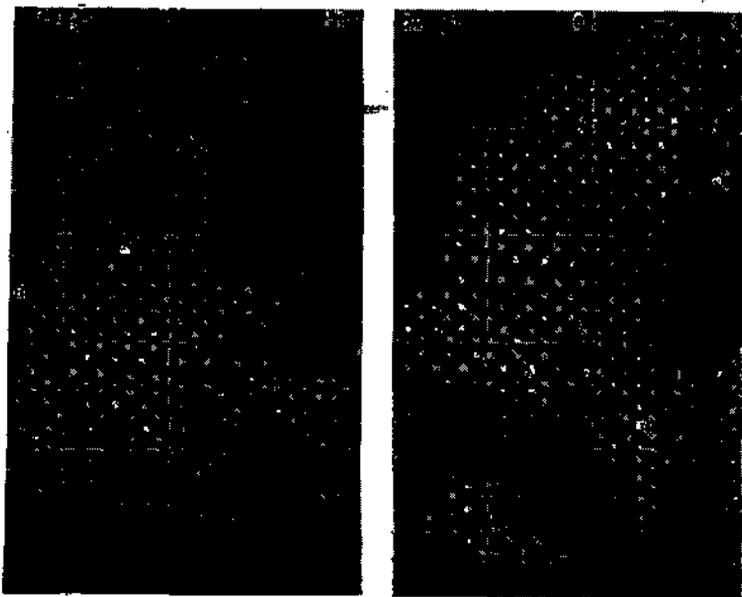


Рис. 12.14. Облачная система южного циклона, характерная для перемещения его на ЕТС.

а) А — массив кучево-дождевой облачности, Б — четкий край со стороны холодного воздуха, В — выветы перистой облачности; б) тот же облачный массив через 12 ч: А — намечающийся центр сходимости облачных полос, Б — холодный фронт, В — выбросы перистой облачности.

Анализ облачных систем циклонов, основные типы которых представлены на рис. 12.13, показывает, что чаще быстрее движутся циклоны с логарифмической формой облачной спирали (рис. 12.13, кривые *a* и *b*), и медленнее — с облачной системой, имеющей форму архимедовой спирали (рис. 12.13, кривая *в*).

Следуя «Руководству по использованию спутниковых данных в анализе и прогнозе погоды», сформулируем основное правило, вытекающее из анализа рис. 12.13: *если при рассмотрении двух соседних по времени снимков установлено, что кривизна спирали увеличивается, то при прогнозе скорости движения циклона на 12 и 24 ч ее следует уменьшить. Чем быстрее увеличивается кривизна облачной спирали, тем медленнее будет двигаться циклон. Циклон с облачной спиралью, близкой по форме к архимедовой, практически остается малоподвижным.*

Это правило не позволяет рассчитать абсолютную скорость движения циклона, оно может быть использовано как дополнительное к имеющимся у специалиста правилам для определения тенденции скорости. К циклоническому образованию со сложной структурой облачного вихря (рис. 12.13, кривая *г*) это правило не рекомендуется применять.

Исследование особенностей эволюции облачного поля южных циклонов, выполненное Г. Н. Озеровой, показывает, что южные циклоны перемещаются на ЕТС (рис. 12.14), в случае если

— в плотной облачной «шапке» в начальный момент преобладает перистая и кучево-дождевая облачность, в которой можно различить изогнутые облачные гряды, полосы, но вихревой структуры не прослеживается;

— край облачного массива со стороны холодного воздуха резко очерчен. Вдоль края проходит ось струйного течения;

— в северной части облачной «шапки» наблюдаются выбросы перистых облаков.

Южный циклон не выходит на ЕТС, если

— связанный с ним облачный массив состоит из кучево-дождевой облачности, прикрытой тонкой пеленой перистых облаков;

— выбросы перистой облачности и облачность струйного течения в этом массиве не наблюдаются.

12.7. ПЕРЕСТРОЙКА АТМОСФЕРНЫХ ПРОЦЕССОВ

Космические изображения облачности позволяет в отдельных случаях проследить особенности эволюции облачных полей, связанных с перестройкой атмосферных процессов. Основными прогностическими признаками могут явиться:

— изменение профиля облачной полосы; в этом случае выпуклый в сторону холода край облачной полосы становится прямолинейным, а затем начинает прогибаться в обратном направле-

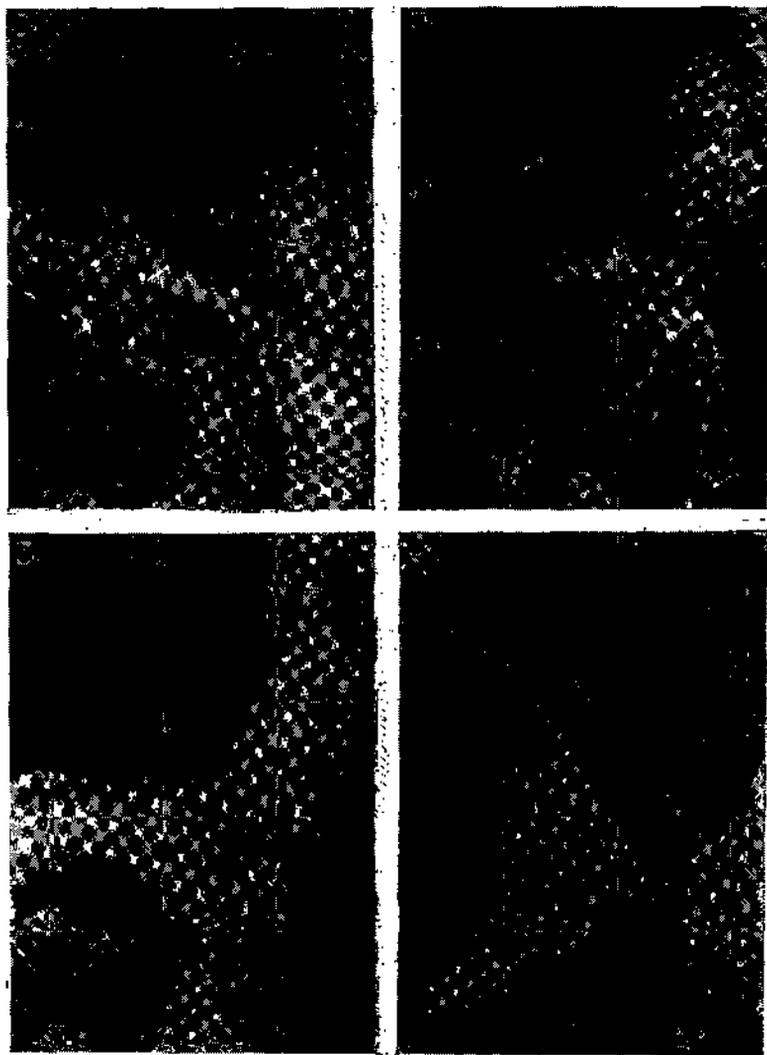


Рис. 12.15. Изменение профиля облачной полосы, связанное с перестройкой атмосферных процессов, на ИК снимке.

а) A — выпуклый профиль облачности струйного течения; б) A — прямолинейный профиль облачности струйного течения; в, г) A — резкий прогиб облачности струйного течения в сторону теплого воздуха.

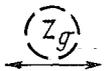
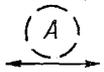
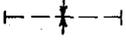
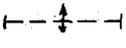
нии (рис. 12.15). Эти изменения являются признаком смены циклонического характера погоды, сопровождаемого выносом теплых воздушных масс, на антициклонический, связанный с вторжением холода;

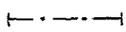
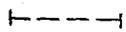
— появление на облачной полосе меридионально расположенного холодного фронта рисунка, напоминающего «ступеньку» (см. рис. 11.3). Такой рисунок облачности часто связан со смелой адвекции холодного воздуха в тылу циклона на адвекцию теплых воздушных масс.

12.8. КАРТЫ ПРОГНОЗА ЭВОЛЮЦИИ ОБЛАЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Прогностические признаки возникновения, развития и перемещения облачных образований атмосферных фронтов и циклонов используются в качестве основы для составления прогностических карт. А. В. Леонтьевой, А. М. Царьковой и Г. М. Озеровой была разработана специальная форма прогностической карты, которая получила название карты прогноза эволюции облачных образований. При составлении карты наряду с космическими снимками к анализу привлекается и аэросиноптический материал.

Для составления прогностических карт эволюции облачных образований используются следующие условные обозначения:

-  — ожидаемое образование облачного вихря из волнового возмущения (ставить над стрелкой направления смещения);
-  — ожидается разрушение облачного вихря;
-  — ожидается регенерация облачного вихря;
-  — облачный вихрь остается малоподвижным;
-  — малоподвижная активная облачная зона с признаками циклогенеза с последующим вихреобразованием;
-  — малоподвижная зона активной конвекции;
-  — ожидается обострение фронтальной облачной полосы;
-  — ожидается размывание фронтальной облачной полосы;

-  — малоподвижная фронтальная облачная полоса;
-  — ожидается обострение малоподвижной фронтальной облачной полосы;
-  — ожидается размывание малоподвижной фронтальной облачной полосы;
-  — направление смещения облачных образований (без указания ожидаемого местоположения);
-  — центр волны;
-  — центр облачного вихря;
-  — активная облачная зона с признаками циклогенеза;
-  — зона повышенной конвекции;
-  — участок фронтальной облачной полосы.

Без указания направления смещения не употребляются

Опыт использования карт прогноза эволюции облачных образований показывает, что прогностические признаки эволюции облачных образований дают удовлетворительный результат при прогнозе на 24 ч.

В заключение следует заметить, что рассмотренные прогностические признаки эволюции и перемещения облачных образований не могут полностью отразить все особенности эволюции, которые могли быть использованы для прогноза погоды. Отдельные особенности для конкретных районов могут быть выявлены на основе многолетнего ряда наблюдений и обработки космических снимков для конкретного района. Такие особенности рассматриваются в методических указаниях (письмах) управлений по гидрометеорологии и контролю природной среды.

Глава 13. ОСОБЕННОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ДАННЫХ ОБ ОБЛАЧНОСТИ ПРИ СИНОПТИЧЕСКОМ АНАЛИЗЕ В ТРОПИЧЕСКОЙ ЗОНЕ

В тропической зоне протекают сложные атмосферные процессы, которые еще недостаточно изучены. Трудности изучения связаны с особенностями тропической зоны, отсутствием систематических наблюдений на огромных океанических просторах и в малонаселенных областях континентов. Запуск метеорологических спутни-

ков существенно восполнил пробел в получении метеорологической информации в тропических районах земного шара. Космические снимки облачных полей в этой зоне указывают на определенные особенности формирования и развития облачности. Особенности структуры облаков позволяют судить о местоположении, перемещении и эволюции синоптических объектов, что приобретает важное практическое значение.

13.1. КЛАССИФИКАЦИЯ ОБЛАЧНЫХ СИСТЕМ ТРОПИЧЕСКОЙ ЗОНЫ

Исследования последних лет, выполненные в Гидрометцентре СССР, показали, что в тропической зоне в соответствии с синоптическими процессами можно выделить следующие основные типы облачных систем:

- облачные системы внутритропической зоны конвергенции;
- облачные системы холодных фронтов и струйных течений;
- облачные системы конвективных ячеек в прогреваемом над океаном воздухе;
- облачные массивы муссонного происхождения;
- облачные образования пассатных (восточных) волн;
- облачные вихри;
- облачные массивы, не имеющие четкой формы.

Особенностью перечисленных облачных форм является то, что они обычно наблюдаются в низких широтах и, естественно, связаны с физическими процессами, протекающими в тропической зоне. Обнаружение на космическом снимке одного из указанных типов облачных систем может служить признаком, указывающим на конкретный погодообразующий процесс в том или ином районе тропической зоны.

13.2. ОБЛАЧНЫЕ СИСТЕМЫ ВНУТРИТРОПИЧЕСКОЙ ЗОНЫ КОНВЕРГЕНЦИИ

Внутритропическая зона конвергенции (ВЗК) характеризуется сходимостью воздушных течений и интенсивными восходящими движениями воздуха. Облачная система ВЗК в основном представляет собой скопление развивающихся кучевых, мощных кучевых и кучево-дождевых облаков в сочетании с большим количеством перистых облаков (рис. 13.1). Облачные полосы ВЗК преобладают в приэкваториальной зоне между 4—12° с. ш. и 4—10° ю. ш. Для этих широт характерны малое значение параметра Кориолиса и наличие конвергенции воздушных потоков, имеющей линейный характер, что обуславливает тенденцию облаков группироваться в полосы, параллельные широте.

Облачная система ВЗК имеет средний размер приблизительно 500—600 км в ширину (вдоль меридиана) и около 2000—3000 км в длину (вдоль параллели). Указанные размеры могут изменяться в довольно широких пределах, иногда вдвое и более.

На снимках, полученных со спутников, ВЗК представляет собой систему конвективной облачности в виде единого сплошного облачного массива, сформированного в полосу, расположенную почти параллельно экватору (см. рис. 13.1). Полоса значительной или сплошной облачности ВЗК почти всегда выделяется на фоне существенно меньшего количества облаков по обе стороны от нее. Мощная конвекция в ВЗК обуславливает развитие по вертикали плотных массивов кучево-дождевых облаков, которые формируются в одну или две полосы. Облачные полосы довольно резко отделяются безоблачным промежутком от смежных полос или от облачных полей менее правильной формы и тянутся параллельно экватору. Иногда не удается обнаружить ни одной облачной полосы в области ВЗК на протяжении 1000 км, в этом случае наблюдаются только безоблачные участки и небольшие скопления облаков. Такой характер облачности ВЗК связан с колебаниями интенсивности конвекции вдоль зоны конвергенции, и является ее характерной особенностью.

Естественно, что наличие облачной системы ВЗК того или иного характера в первую очередь обуславливается характером самой ВЗК — структурой ветра. Для Атлантического океана характерна облачная система ВЗК, состоящая из одной ветви, для



Рис. 13.1. Облачность внутритропической зоны конвергенции на ИК снимке. Полосы кучево-дождевой облачности ориентированы в широтном направлении.

Индийского — из двух ветвей. В Тихом океане может наблюдаться любой из типов облачности ВЗК. Облачные системы ВЗК характеризуются большим разнообразием. Они могут различаться по количеству облаков и мезоструктурным особенностям.

Анализ снимков облачной системы ВЗК показывает, что внутри облачной системы могут наблюдаться небольшие завихрения, а иногда — облачные вихри. Наличие облачных вихрей в системах ВЗК, особенно в районах южной части Индийского и Тихого океанов, убедительно свидетельствует об образовании тропических циклонов в этих районах в недрах системы внутритропической зоны конвергенции.

13.3. ОБЛАЧНЫЕ СИСТЕМЫ ПРИ ХОЛОДНЫХ ВТОРЖЕНИЯХ

Проникновение холодного воздуха в тропическую зону существенно влияет на процессы, формирующие погоду в этом районе. Проследить холодный фронт на синоптических картах в низких широтах представляет определенные трудности для синоптика. С одной стороны, эти трудности обусловлены наличием редкой сети метеорологических наблюдений, с другой — сглаженностью и нетипичностью разрывов на фронте в полях метеорологических величин, характерных для холодных фронтов тропической зоны. Спутниковые снимки с изображением облачных систем холодных фронтов существенно дополняют информацию о холодных вторжениях в тропиках. Для облачности холодных фронтов характерна полосная структура, причем облачные полосы имеют достаточно четкие границы.

Полосы облаков холодного фронта располагаются по южной периферии области **низкого** давления. Длина участка холодного фронта в таких случаях составляет несколько тысяч километров, достигая 6—7 тыс. км и даже 8 тыс. км. Зимой облачные полосы фронта обычно имеют меньшую длину, чем летом. Ориентированы полосы холодных фронтов (рис. 13.2) с северо-востока на юго-запад. По данным космических снимков, холодные вторжения прослеживаются до $10-5^{\circ}$ с. ш.

Типы облаков, формирующих фронтальную облачную полосу, зимой и летом одинаковы. Над океаном облачная система состоит преимущественно из конвективных и слоистообразных форм. В низких широтах облака образуются главным образом в результате конвективной деятельности. Это перистые облака из наковален, высоко-кучевые облака, образующиеся при растекании частей мощных кучевых и кучево-дождевых облаков. С приближением к экватору все более преобладают конвективные формы облаков.

Средняя ширина фронтальной облачной полосы составляет 500—700 км. В отдельных случаях, когда внутри облачной полосы развивается вихрь, отмечается резкое увеличение ширины облачной полосы фронта — до 1000 км.

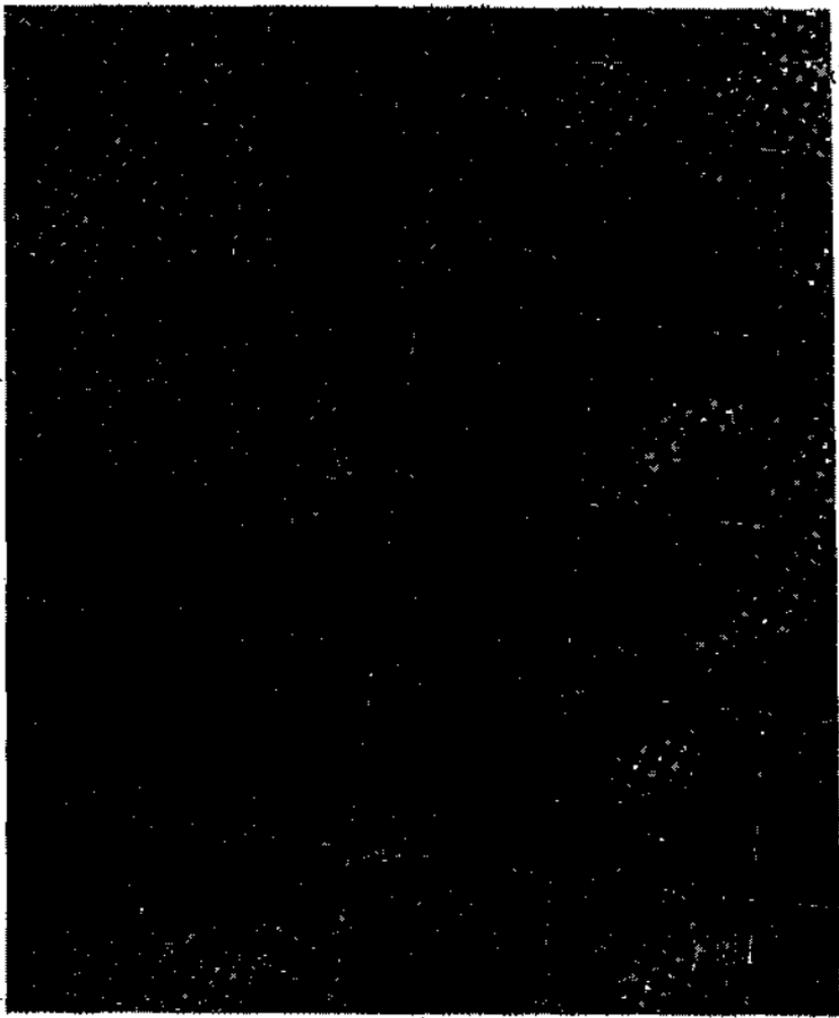




Рис. 13.2. Сопровождающееся струйным течением холодное вторжение (АА), проникшее 10 августа 1977 г. в низкие широты восточной части Тихого океана; на снимках видимого (а) и инфракрасного (б) диапазонов.

Основными признаками, которые помогают опознать холодный фронт в тропиках на космических снимках, согласно Л. С. Мининой и И. Р. Егоровой, являются:

1) историческая последовательность (фронт и его облачная система, прослеживается по снимкам);

2) непрерывность облачной полосы. Облачная полоса сохраняет клинообразную форму, — в высоких широтах она расширена, в низких сужена;

3) циклоническая кривизна облачной полосы холодного фронта, который простирается из области циклона и окаймляет холодное вторжение;

4) ориентация облачной полосы. В северном полушарии холодные фронты обычно направлены с северо-востока на юго-запад. Направление по фронту считается от области циклона;

5) сглаженные края облачной полосы. Они более сглажены, чем у облачной полосы ВЗК, особенно сглажен край полосы со стороны холодного воздуха;

6) разнообразие облачных форм: кучевообразные, слоистообразные, перистообразные. Характерно вкрапление кучево-дождевых облаков;

7) малая изменчивость мощности облачности вдоль полосы. Это особенно отличает ее от облачной полосы ВЗК, имеющей прерывистый характер;

8) преимущественно сплошной покров облаков на всем или на большем протяжении полосы;

9) наличие мезомасштабных гряд и полос;

10) линия шквала — гряда кучево-дождевых облаков, расположенная перед основной облачной полосой, наблюдается лишь в крайних северных и крайних южных районах тропической зоны;

11) струйное течение, обнаруживаемое по структуре облачности и другим характерным особенностям, типично для холодных фронтов в районах, удаленных от экватора на 15° широты и более;

12) система облаков ячеистой структуры, находящаяся за облачной полосой холодного фронта, указывает на наличие прогревающегося холодного воздуха. Ячеистые системы облаков особенно характерны и четко видны над океанами.

При анализе и дешифрировании облачной системы холодного фронта используют всю совокупность перечисленных выше признаков. Однако в каждом конкретном случае признаки могут иметь различную степень отчетливости.

В заключение отметим, что иногда облачные полосы холодных фронтов, проникая в низкие широты, становятся малоподвижными, что обуславливается наличием слабых параллельных высотных потоков в этом районе. Для зоны малоподвижных облачных полос характерно в течение длительного времени сохранение плохой погоды.

13.4. ОБЛАЧНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ПАССАТНЫХ (ВОСТОЧНЫХ) ВОЛН

Восточными или пассатными волнами называются волны, накладывающиеся на пассатный восточный поток в тропической зоне. Наиболее часто восточные волны наблюдаются над тропической зоной Атлантического и Тихого океанов в их восточной и центральной частях. Эти волны определяют погоду в широкой зоне восточного переноса. Происхождение восточных волн, к сожалению, мало изучено, хотя имеется несколько гипотез их образования.

Восточные волны являются теми зародышами, из которых развивается, по-видимому, большинство атлантических тропических циклонов. Формирование и структура облачных образований восточных волн над Атлантическим и Тихим океанами имеет свои

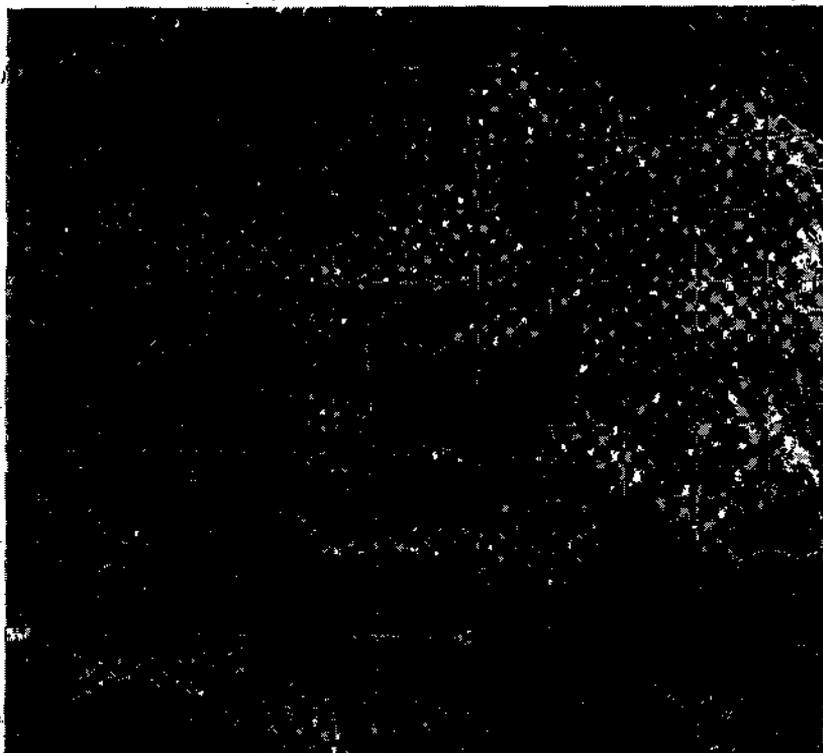


Рис. 13.3. Облачная полоса (обозначена стрелками) на границе сахарского и экваториального воздуха на снимке, полученном в видимом диапазоне с геостационарного спутника 11 июля 1974 г., 15 ч мск.

особенности. Так, с июня до ноября над северной тропической зоной Атлантики восточные волны являются характерной чертой циркуляции пассатной зоны. Они достаточно часто обнаруживаются на космических снимках, полученных с геостационарных спутников (рис. 13.3).

Исследования показывают, что в районе Атлантики облачность восточной волны формируется в запыленном воздухе, выносимом из Африки, и сосредоточена главным образом на его границе с чистым морским воздухом, поступающим по восточной периферии азорского антициклона. Каждая из этих воздушных масс характеризуется различными свойствами. Облачность в морском воздухе представлена конвективными ячейками различной плотности, ориентированными параллельно вектору сдвига ветра. Облачность запыленного воздуха представлена однородными слоистыми и слоисто-кучевыми облаками с различной степенью покрытия. При дешифрировании космических снимков особое внимание необходимо уделить тону изображения той и другой облачности и подстилающей поверхности, форме облачных образований, а также мезоструктуре облачной системы. Эти детали изображения являются индикаторами типа воздушных масс, знания о положении которых часто помогают при анализе синоптической обстановки. Чередование в пассатной зоне относительно холодного чистого воздуха, поступающего по восточной периферии азорского антициклона, и более теплого запыленного, приходящего с континента с восточным потоком, является, в соответствии с исследованиями Р. Ф. Бурлуцкого, характерной чертой циркуляции северной тропической Атлантики в летний период.

Траектории восточных волн пролегают от берегов Африки на запад. Они располагаются значительно севернее ВЗК. Облачная система восточной волны движется к западу со скоростью, почти равной скорости пассатного ветра — около 8 м/с, изменяясь в небольших пределах, от 6,0 до 9,5 м/с, в западной части Атлантики скорость увеличивается до 9—10 м/с.

13.5. ОБЛАЧНЫЕ СИСТЕМЫ ТРОПИЧЕСКИХ ЦИКЛОНОВ

Тропические циклоны возникают в тропических частях всех океанов, за исключением юго-восточной части Тихого океана и южной Атлантики. Наиболее часто, как показывают космические снимки, тропические циклоны зарождаются в северной части тропической зоны Тихого океана с июня по сентябрь. В настоящее время отсутствует общепризнанная теория возникновения тропических циклонов, нет и единой их классификации.

Облачность тропических циклонов на космических снимках изображается в виде обширного ярко-белого пятна с отходящими от него короткими спиралевидными ответвлениями или в виде запятой

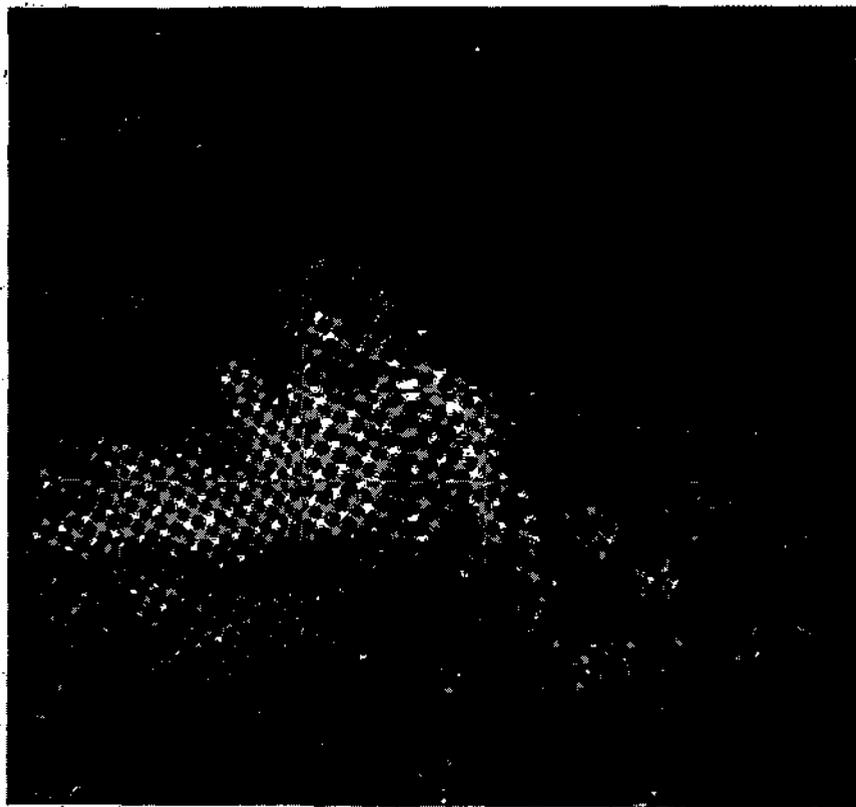


Рис. 13.4. Тропическая депрессия (17° с. ш., 144° в. д.) на снимке в видимом диапазоне. 10 августа 1978 г., 8 ч 55 мин мск.



Рис. 13.5. Тропический шторм Флосси (северное полушарие) на снимке в видимом диапазоне. 4 сентября 1978 г., 18 ч 38 мин мск.

(рис. 13.4—13.6). Чем интенсивнее циклон, тем обширнее (но не более 500—700 км в диаметре) его облачная система и тем лучше выражена спиралевидная структура. В тропических циклонах преобладают кучево-дождевые и перистые облака, которые наиболее плотной и мощной массой концентрируются вокруг центра циклона, образуя зону сплошной облачности.

Установлено, что большинство атлантических тропических циклонов развивается из восточных волн, но лишь около 10 % годового количества восточных волн становятся тропическими штормами. В середине летнего периода отмечается резкое увеличение общего числа тропических циклонов, которое достигает 80—90 % годового количества ураганов. Заметим, что количество возникающих восточных волн в летний сезон не влияет на активность тропического циклогенеза, поэтому преобладающую роль в процессах развития урагана играют другие факторы, в частности окружающие условия.

Как и циклоны умеренных широт, тропические циклоны проходят стадии развития с характерными признаками облачных систем и скоростями ветра. Один и тот же циклон может менять интенсивность от тропической депрессии до урагана. Однако не все циклоны достигают ураганной силы, значительная часть их не выходит за пределы тропической депрессии.

До появления космической информации основным критерием для определения стадии развития тропического циклона была скорость ветра. Различали следующие стадии:

- тропическая депрессия — TD до 17 м/с;
- тропический шторм — TS до 17—23 м/с;
- сильный тропический шторм — STS до 24—32 м/с;
- ураган (тайфун или другой местный синоним) — Н(Т) более 33 м/с.

Стадия, предшествующая образованию депрессии, не выделялась.

Этот критерий имеет два недостатка: во-первых, и это главное, он не вскрывает физическую сущность процесса; во-вторых, необходимые сведения о ветре в центральной области циклона для определения стадии не всегда можно было получить.

13.5.1. Классификация Гидрометцентра СССР

С появлением комплексной информации в Гидрометцентре СССР для опознания стадии развития тропических циклонов разработана система признаков, главным из которых является структура облачного массива:

- возникающие тропические циклоны характеризуются изолированным сплошным облачным массивом с некоторыми слабыми указаниями на вихревую структуру;

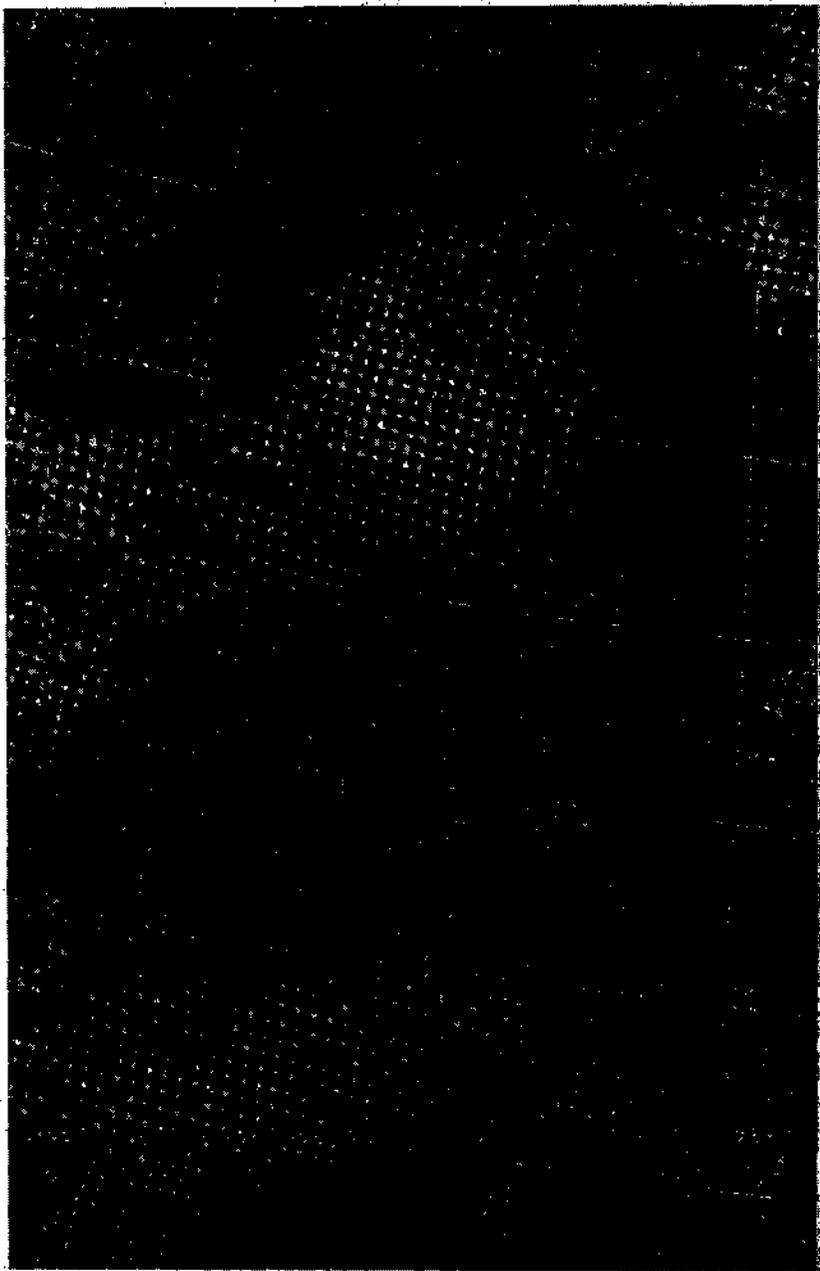
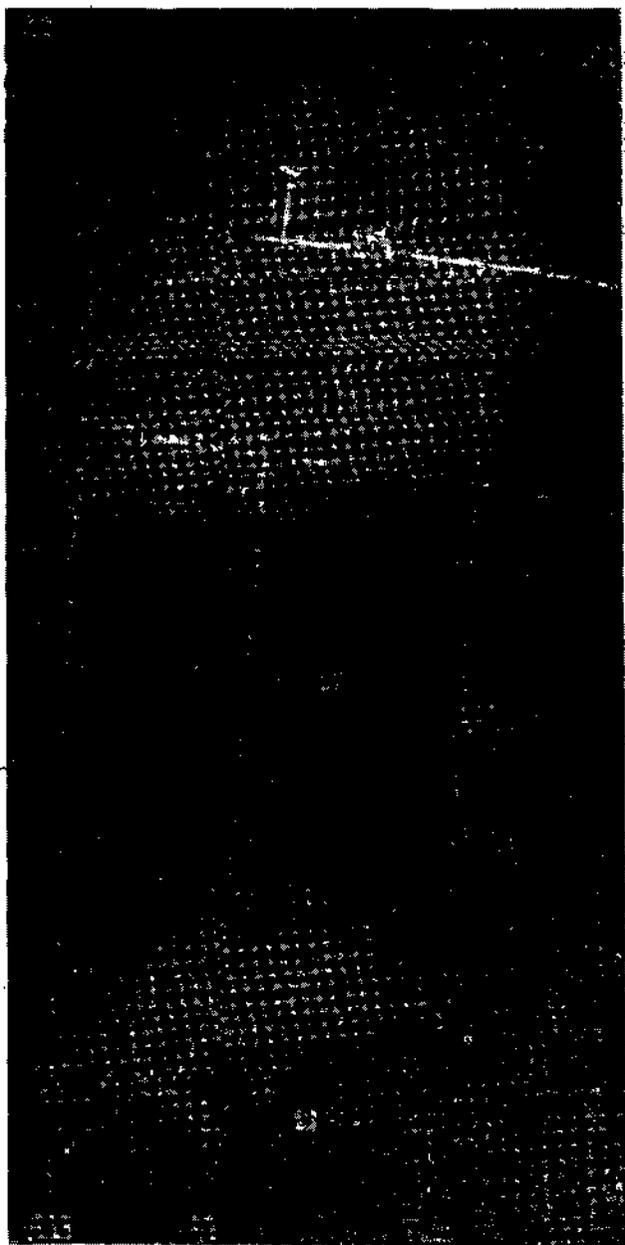


Рис. 13.6. Тропический циклон (ураган) Карибского моря по данным 12 июня 1977 г., 12 ч 30 мин мск.



снимков, полученных в видимом (а) и инфракрасном (б) диапазонах волн.

— развитые тропические циклоны характеризуются изолированным круговой формы сплошным облачным массивом, напоминающим диск со спиральными ответвлениями по краям. В центре его часто виден глаз бури.

Изучение спутниковых снимков облачности позволило выявить особенности эволюции тропических циклонов. Впервые по космическим изображениям оказалось возможным выделить предысторию возникновения тропической депрессии, детализировать стадии ее развития, определить переход к углубляющемуся тропическому циклону и выяснить признаки его угасания. В соответствии с исследованием Л. С. Мининой, процесс эволюции тропического циклона можно разделить на пять стадий: стадия 0 — тропическое возмущение, стадия I — тропическая депрессия, стадия II — тропический шторм, стадия III — ураган (тайфун), стадия IV — разрушающийся тропический циклон.

Особенно важное значение для прогноза развития тропического циклона имеет эволюция облачных структур на первых трех стадиях, т. е. переход от депрессии к тропическому урагану (тайфуну).

Стадия 0 — тропическое возмущение. В районе возмущения усиливается конвекция. Облачный массив этой стадии циклона сформирован из кучевообразных, слоистообразных и перистообразных облаков. Форма его хаотична (неопределенна). Основным признаком возникновения возмущения в зоне облачной полосы или облачных масс является увеличение количества и мощности кучево-дождевых облаков и их постепенное сосредоточение в определенном районе. Наиболее часто тропическое возмущение проявляется в зоне облачных полос: внутритропической зоны конвергенции, пассатных волн, полярного фронта, проникшего в низкие широты, а также в аморфных облачных массах, оставшихся как след какого-то угасшего процесса с упорядоченной конвекцией. Анализ приземных и высотных карт погоды в районе возникновения циклона показывает, что циклоническая циркуляция у поверхности Земли выражена слабо (на карте в этом районе нет замкнутых изобар):

С высотой циклическая циркуляция усиливается, на картах барической топографии появляется одна, а иногда две замкнутые изогипсы. Увеличение скорости ветра в районе возникновения тропического возмущения еще не наблюдается, она остается небольшой.

Стадия I — тропическая депрессия. Облачность этой стадии характеризуется двумя признаками:

1) плотный облачный массив отделен безоблачным или малооблачным пространством от основной облачной полосы, будь то пассатная волна, внутритропическая зона конвергенции или линия сдвига, он как бы вкраплен в облачную полосу;

2) в облачном массиве обнаруживается некоторая упорядоченность в распределении облаков. Она проявляется в приобретении некоторой определенной формы и в появлении, чаще к западу от него, тонких гряд кучевых облаков.

Для изображения тропической депрессии наиболее характерна форма облачной системы в виде запятой. Скорость ветра здесь достигает 15—17 м/с. Когда тропическая депрессия углубляется и переходит в стадию тропического шторма, наблюдается увеличение скорости ветра и расширение всей облачной системы, причем большая верхняя часть запятой разрастается и становится центральным облачным массивом развивающегося циклона. Переход из одной стадии в другую осуществляется очень быстро. Однако следует заметить, что далеко не все тропические депрессии развиваются дальше, большая часть их обычно затухает.

На рис. 13.4 приведен снимок, полученный в видимом интервале длин волн, с изображением облачной системы тропической депрессии. Облачная система не имеет характерной формы запятой.

Стадия II — тропический шторм. Облачность тропического шторма представляет систему мощных конвективных облаков, которые выглядят в форме одного витка спирали. Эта стадия является началом собственно тропического циклона. Для тропического шторма характерно появление в облачной системе перистой облачности, которая обычно возникает при скоростях ветра около 15 м/с вблизи центра циклона у поверхности Земли. Ее появление служит признаком быстрого углубления возникшего тропического циклона. Перистые облака формируются в виде полос, которые, как правило, обрываются по краям центрального, теперь уже ставшего основным, облачного вихря. Эта перистая облачность своим покровом маскирует центр циклона и кучево-дождевые облака.

Структурные особенности перистых облаков над тропическим циклоном указывают на наличие растекающегося потока, который связан с высотным антициклоном на их уровне. Антициклоническая циркуляция над тропическим штормом способствует оттоку воздуха из области, занятой им, и приводит к интенсивному падению давления у поверхности Земли. Таким образом, расположение перистых облаков служит индикатором направления оттока воздуха на их уровне. Для стадии тропического циклона характерно появление на периферии циклона плотных спиралевидных полос облаков, которые конвергируют к центру по циклоническим линиям тока. Тропические штормы наиболее часто имеют две облачные полосы: одна из них располагается в юго-западной части тропического циклона, а вторая — в северо-восточной.

На рис. 13.5 приведен пример циклона в стадии тропического шторма. Тропический шторм Флосси наблюдался 4 сентября 1978 г. над Атлантическим океаном, западнее о-ва Зеленого Мыса.

Облачный массив шторма состоит из одного витка спирали, имеет хорошо выраженную форму вихря. Облачная система шторма Флосси сформирована из кучево-дождевой, мощной кучевой и перистообразной облачности, причем перистые облака характерно обрываются одновременно с более низкой облачностью, например, у правого края вихря. Поперечник основной части облачного массива составляет около 400 км. Наличие расходящихся полос перистой облачности свидетельствует о том, что выброс воздушных масс над циклоном достиг значительных размеров, в связи с чем у поверхности Земли произошло интенсивное падение давления.

Стадия III — ураган (тайфун). Дальнейшее углубление тропического циклона приводит к увеличению размера его облачной системы, при этом спиралевидные облачные полосы все больше концентрируются, навиваются вокруг центра циркуляции. Облачный массив становится почти круглым, принимает форму диска. Такая облачная система характерна для урагана (тайфуна) и располагается непосредственно над его центральной частью. От облачного массива отходят отдельные спиралевидные полосы облаков. На периферии облачной системы урагана иногда могут наблюдаться одна или две плотные спирали. Края основного облачного массива, как правило, резкие и хорошо выделяются на темном фоне поверхности океана. Обычно над ураганами (тайфунами) имеется плотный покров перистых облаков. Облака имеют полосы, расходящиеся от центра урагана. В центре облачной системы часто видно темное пятно или точка — это глаз бури.

На рис. 13.6 приведены космические снимки урагана в районе Аравийского моря. Облачная система урагана имеет овальную форму и расположена непосредственно над его центральной частью. От основного облачного массива отходят отдельные спиралевидные полосы облаков. Края основного облачного массива резкие, они хорошо выделяются на темном фоне водной поверхности. В урагане область глаза бури закрыта покровом плотных перистых облаков.

Глаз бури хорошо заметен на космических снимках урагана Винди (рис. 13.7). Структура облачной системы этого тропического циклона показывает, что он достиг стадии зрелости — стадии урагана. На снимках виден плотный круглый массив сплошной облачности, от него против часовой стрелки отходят (снимок получен в северном полушарии) спиралевидные полосы облачности, которые состоят из мощных кучево-дождевых облаков. Это особенно четко видно в нижней левой части снимка, где массивы кучево-дождевых облаков имеют ярко-белый тон.

В стадии урагана тропический циклон имеет максимальную скорость ветра, достигающую 33 м/с и более. Эта стадия является наиболее характерной для тропического циклона и самой длительной по времени (5—7 сут).

Стадия IV — разрушающийся тропический циклон. Облачная система заключительной стадии в развитии тропического циклона хорошо прослеживается на космических снимках.

Изменение начальных термодинамических условий приводит к тому, что тропический циклон лишается своих основных особенностей, четко различаемых на снимках. Наиболее характерными признаками разрушающегося циклона являются следующие:

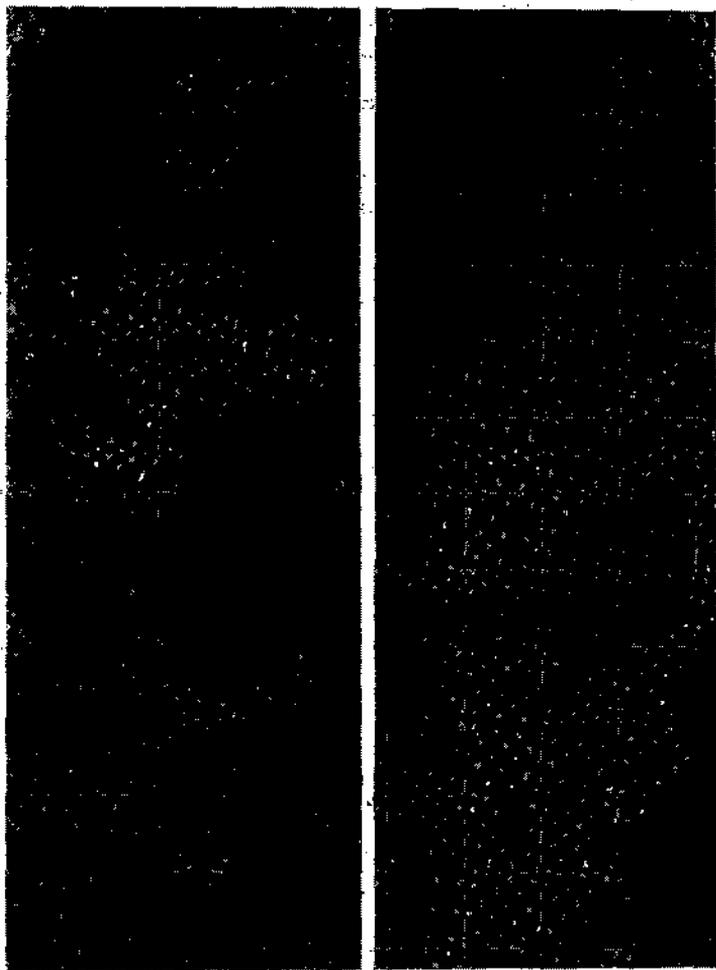


Рис. 13.7. Ураган Винди на космических снимках видимого (а) и инфракрасного (б) диапазонов. 1 сентября 1968 г., 9 ч 15 мин мск: 6,5—26° с. ш.; 135,8—138,1° в. д.

- 1) уменьшение мощности перистых облаков и частичное их исчезновение;
- 2) нарушение правильной круговой формы центрального облачного массива;
- 3) исчезновение четкости границы центрального облачного массива, край его становится лохматым;
- 4) потеря внутренней организованности; облачная система циклона, представленная в виде сплошного облачного массива, разбивается на отдельные пятна;
- 5) уменьшение по площади облачного массива.

13.5.2. Объединенная классификация тропических возмущений и циклонов

Объединенная классификация основана на результатах исследований Л. Фёта и С. Фритца. Особенностью этой классификации является то, что она объединяет классификации тропических возмущений и циклонов.

Все тропические облачные системы согласно этой классификации разделяются на четыре группы: стадии А, В, С и Х (рис. 13.8). При создании классификации учитывались такие основные параметры, как размер территории, покрытой сплошной облачностью, степень концентричности облачных спиралей и расположение фокуса спиралей внутри или вне основного облачного массива. В возмущениях, классифицируемых как А, В и С, облачных спиралей или не существует вообще (стадия А), или они существуют, но фокус спиралей расположен вне или очень близко

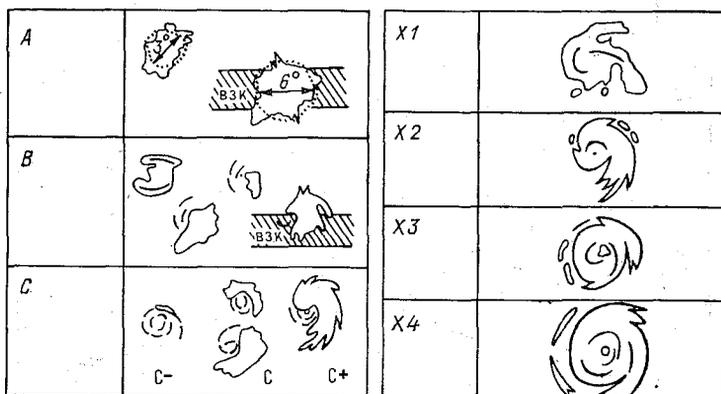


Рис. 13.8. Классификация тропических возмущений и циклонов по данным об облачности, полученным со спутников.

от края массива сплошной облачности (стадии В и С). В циклонах на стадии Х фокус облачных спиралей расположен внутри сплошной облачности.

На стадии С возмущение достигает обычно интенсивности тропического циклона. В начале предполагалось, что стадия Х соответствует развитому циклону, однако следует отметить, что в этой категории существуют возмущения, которые по степени организации в них облачного покрова относятся к интервалу от слабых до очень сильных.

Следуя рекомендациям ВМО, рассмотрим каждую из этих стадий отдельно.

Стадия А. Она соответствует тропическому возмущению наименьшей интенсивности. На этой стадии имеет место плотная аморфная облачная масса, которая наблюдается в районе с повышенной конвекцией. Такое облачное образование обычно появляется с полярной стороны от ВЗК, отдельно от нее. Облачная система должна иметь определенный минимальный средний диаметр. В тех случаях, когда подобное образование расположено внутри ВЗК или прилегает к ней в районах Атлантики, Тихого океана и южной части Индийского океана, диаметр облачной системы должен быть более 6° широты. В Аравийском море и Бенгальском заливе экваториальная облачная полоса немного шире, ее минимальный диаметр в стадии А составляет 8° широты. Для того чтобы возмущение, расположенное внутри экваториальной облачной полосы, классифицировать как стадию А, необходимо, чтобы это возмущение было отделено разрывом от сплошной облачной полосы ВЗК.

В стадии А присутствуют облака всех форм, причем не обнаруживаются никаких признаков искривления гряд или полос, так что определить положение центра возмущения невозможно. Центр определяется путем выбора геометрического центра облачного образования. Возмущение в стадии А часто (но не обязательно) связано с волной или возмущением в восточных потоках в нижней тропосфере. Для возмущений стадии А замкнутую циклоническую циркуляцию невозможно обнаружить ни в поле ветра, ни в поле давления у поверхности Земли. Скорости ветра небольшие, но могут достигать 12—15 м/с в облачном районе, где наблюдается активная конвекция.

Стадия В. На этой стадии наблюдается несколько искривленных облачных полос или гряд, но нет определенного центра системы. Искривленные гряды кучевых облаков примыкают к плотному облачному массиву и часто находятся непосредственно к западу от него. В массиве плотной облачности иногда появляются искривленные полосы и разрывы в облаках, что предполагает вращательное движение, однако замкнутая циркуляция может быть обнаружена в поле ветра лишь в тех случаях, когда скорость вращения превышает скорость перемещения центра возмущения.

Таким образом, искривленные облачные полосы в стадии В не обязательно свидетельствуют о наличии замкнутой циркуляции в поле ветра у поверхности Земли или на любом другом уровне. Скорость ветра вблизи центра этой облачной системы не превышает 10 м/с, хотя в районах с максимальным развитием конвективной облачности могут наблюдаться скорости 15—20 м/с. Эта область обычно располагается к северо-востоку от центра вращения в северном полушарии.

Стадия С. Она разделяется на три категории: С₋, С и С₊. Характерным для всех категорий является наличие четких искривленных облачных гряд и полос, по которым можно определить центр облачной системы.

На стадии С облачная система представляет собой комбинацию большого облачного массива и искривленных облачных гряд. На этой стадии массив плотной облачности приобретает форму дуги, которая образует одну сторону системы, а спирали кучевых облаков, сходящихся к центру, — другую сторону системы. Скорость ветра вблизи центра облачной системы 15—25 м/с. В стадии С₋ отсутствует большая зона конвективной облачности, характерная для стадий А и В. Вместо этого появляются тонкие циклонически искривленные спирали кучевых облаков, образующих фокус в центральной части системы. Максимальные скорости ветра вблизи центра вихря в стадии С₋ изменяются от 10 до 20 м/с.

В стадии С₊ спиралевидные полосы прослеживаются как в основном облачном массиве, так и в поле кучевых облаков. Фокус спиралевидных облачных гряд лежит вблизи края основного облачного массива или несколько перекрывается им. В стадии С₊ облачные системы указывают на то, что возмущения достигают интенсивности тропического циклона. В этой стадии развития становятся заметными признаки оттока воздуха на верхних уровнях. Однако центр циркуляции, определенный по завихренным облачным полосам, остается вблизи края массива сплошной облачности и никогда не внедряется внутрь сплошного облачного покрова более чем на 0,5°. Вблизи центра циркуляции на этой стадии появляются плотные облачные спирали шириной 1° широты и более.

Скорость ветра в стадии С₊ обычно превышает 25 м/с, а в отдельных случаях достигает 40 м/с.

Стадия Х. Главной характеристикой циклонов этого класса является то, что центр вихря находится внутри основного облачного массива. Степень организации облачности в искривленные и спиралевидные полосы варьирует в широких пределах. Для описания ее используется четыре категории.

Категория 1. Возмущению, относящемуся к этой категории, обычно соответствует массив сплошной яркой облачности округлой формы. По внешнему виду он напоминает массив перистых облаков. По краям сплошного облачного массива появляются

слабоорганизованные гряды кучевых облаков, которые внедряются в массив сплошной облачности под большим углом. Глаз бури не виден, поэтому центр спиралевидной системы определяется путем экстраполяции внутрь облачного массива изогнутых периферийных полос. Диаметр центральной части этой спиралевидной системы достигает 500 км и более. Выброс искривленных полос перистой облачности часто происходит лишь в одном квадранте.

Категория 2. Отличительной чертой этой категории является наличие по крайней мере одной длинной, хорошо организованной облачной спирали шириной 200 км и более, которая внедряется под большим углом в центральный облачный массив.

Другой характеристикой этой категории является наличие спиралевидной малооблачной зоны, расположенной вдоль облачной спирали. Эта зона проникает в виде языка к центру системы. В районе сплошного яркого и асимметричного облачного массива зона прояснения перекрывается сверху перистой облачностью, однако все же она может быть легко обнаружена. Искривленные выбросы перистых облаков становятся более обширными, чем в категории 1. Второстепенные периферийные полосы, которые находятся на внешней стороне облачного массива, становятся слабоорганизованными. Глаз бури на этой стадии не заметен. Положение центра системы определяется по вершине главной облачной спирали.

Категория 3. Циклону этой категории соответствует яркий, компактный и квазикруговой массив сплошной облачности в центральной части системы. Это самая ранняя стадия, в которой появляется глаз бури. Глаз обычно имеет неявные очертания и неправильную форму, но он все же отмечает центр циклона. (Наличие глаза автоматически относит циклон к третьей или четвертой категории. Однако отсутствие его на изображении не говорит о том, что циклон относится к более низким категориям, так как глаз бури может не попасть в поле зрения камер в тех случаях, когда циклон со спутника виден под небольшим углом.) Искривленные борозды в центральном облачном массиве отмечают положение облачных спиралей, которые становятся почти concentрическими около глаза. На этой стадии обычно видны хорошо организованные периферийные полосы (иногда с хорошо выраженными перистыми облаками) и значительные выбросы перистых облаков у края основного облачного массива.

Категория 4. Основной характеристикой циклона этой категории является хорошо выраженный глаз бури, который обозначает его центр. Эта темная круглая область окружена очень ярким кольцом со сплошной облачной массой, в которой заметны правильные concentрические полосы. Край сплошной облачности часто резкий и гладкий в одном или двух квадрантах, а в остальных местах по периферии заметны полосы перистых облаков. Облачные полосы на внешней стороне центрального массива сплош-

ной облачности очень хорошо организованы и расположены концентрически, что придает системе в целом симметричную форму.

В заключение отметим, что циклон не классифицируется как стадия X, если область внутри вписанного в облачную систему круга покрыта яркой облачностью менее чем на $7/8$. Если внутри круга имеются разрывы, площадь которых составляет $1/8$ всей области, то эти разрывы должны быть узкими, концентрическими и покрыты тонкой облачностью, о чем свидетельствует серый тон изображения. Если эти условия не соблюдаются, возмущение должно классифицироваться как A, B, C₋, C или C₊.

13.5.3. Оценка максимальной скорости ветра и энергии тропического циклона

Анализ последовательных категорий эволюции тропического циклона в стадии X показывает, что между максимальной скоростью ветра категории циклона и диаметром облачной системы имеется связь. Используя эту связь, Л. Ф. Хьюберт предложил методику оценки максимальной скорости ветра у поверхности Земли в тропических циклонах по данным анализа снимков облачности со спутника в зависимости от диаметра внешнего круга, который охватывает все поле облачности, связанное с тропическим циклоном стадии X и категорией этого циклона.

На рис. 13.9 приведены четыре экспериментальные кривые, характеризующие скорость максимального ветра у поверхности Земли в зависимости от диаметра внешнего круга, очерчивающего облачную систему, и от категории тропического циклона. Максимальная скорость ветра у поверхности Земли, согласно рис. 13.9, наблюдается в тропических циклонах, облачная система которых может быть отнесена к стадии X. Для одной и той же категории

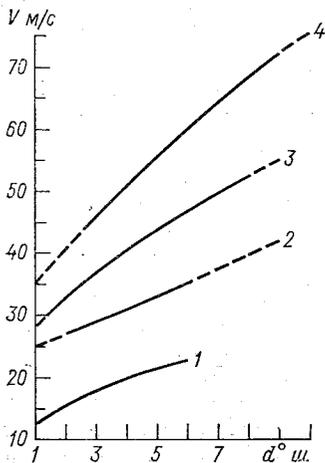


Рис. 13.9. График для определения максимальной скорости ветра для четырех категорий тропических циклонов в зависимости от характеристик облачности.

скорость ветра у Земли будет тем больше, чем больше диаметр центрального облачного массива. При совместном использовании двух параметров — категории и диаметра — оценка скорости ветра производится с точностью ± 10 м/с. Из четырех категорий наименьшая связь между диаметром и скоростью ветра наблюдается для категории 1. По этой причине, а также из-за того, что категорию 1 трудно отличить от стадии В, она редко используется.

Для оценки кинетической энергии тропического циклона может быть использована приближенная формула, предложенная Такахаши:

$$K = 0,36 \cdot 10^{15} \Delta p \cdot r^2, \quad (13.1)$$

где K — кинетическая энергия циклона в джоулях; Δp — перепад давления в гектопаскалях между центром циклона и его периферией с невозмущенным полем давления; r — радиус той части тайфуна (в градусах широты), в которой скорость ветра превышает 10 м/с. Этот радиус варьирует от 1,0 до 9,0° и в среднем равен 3,9°.

13.6. ОБЛАЧНЫЕ МАССИВЫ МУССОННОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ

Формирование муссонной облачности в первую очередь связано с особенностью циркуляции, которая носит сезонный характер. Поэтому облачные массивы муссонного происхождения наблюдаются в сроки начала и отступления муссона.

Муссонная облачность в основном формируется из облаков конвективных форм: кучевых, мощных кучевых и кучево-дождевых. На снимках имеет соответствующий этим облакам тон изображения. Иногда вместе с конвективными облаками в системе облачности муссона наблюдаются шлейфы перистых облаков, которые могут иметь различную длину.

Обычно облачность муссонов имеет структуру в виде вытянутых гряд или в виде мезомасштабных скоплений. Однако согласно исследованию Л. С. Мининой в отдельных районах, например над Аравийским морем, муссонные облака могут быть сформированы в полосы шириной 600—800 км и длиной около 200 км. Облачные полосы имеют наклон к широтному кругу, оставаясь как бы перпендикулярными к направлению муссонных ветров. Именно эти обстоятельства — большая ширина, наклон полосы и удаление от экватора — позволяют отличить муссонную облачность от облачной полосы зоны конвергенции.

Муссонная облачность связана с интенсивными дождями. Муссонные дожди обычно начинаются в апреле—мае на востоке Бенгальского залива и распространяются на запад и север Индии в июле. Начало муссонных дождей в отдельной точке носит бурный характер и называется взрывом муссона. Взрыв муссона в различных районах наблюдается в разные сроки.

Глава 14. ПРИМЕНЕНИЕ ДАННЫХ ОБ ОБЛАЧНОСТИ ПРИ ОЦЕНКЕ НЕКОТОРЫХ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ВЕЛИЧИН

Особенностью данных об облачности, полученных со спутников, является то, что они не содержат непосредственной информации о таких важных метеорологических элементах, как ветер, влажность, осадки и т. д. Однако снимки облачности могут оказаться исключительно полезными при анализе атмосферных процессов, так как могут быть использованы для косвенной оценки термодинамического состояния атмосферы. Точность оценки метеорологических величин, полученных по данным об облачности, намного ниже точности инструментальных метеорологических и аэрологических измерений, но в ряде случаев спутниковые данные могут оказаться единственными в тех районах земного шара, где большие участки территории остаются неосвещенными в метеорологическом отношении. Снимки, полученные в видимом интервале длин волн, несут богатую информацию о морфологии облачного покрова в различных географических районах в разное время года. Анализ этих снимков помогает выявить мезомасштабные особенности облачных образований, которые в свою очередь могут быть использованы для косвенной оценки некоторых параметров состояния атмосферы.

Большинство мезомасштабных облачных систем в атмосфере возникает под действием конвекции, орографической и термической неоднородности подстилающей поверхности. Большой вклад в исследование мезомасштабных и локальных атмосферных процессов по космическим снимкам внесли П. Амбрози, Н. Ф. Вельтищев, Г. Гетц, А. А. Желнин, Х. Ноймайстер, Г. В. Бугаева, В. Г. Шаров, Н. В. Смирнова и др.

Для удобства дальнейшего анализа облачных систем мезомасштаба рассмотрим последовательно три основных типа облачности:

- конвективные облачные системы над однородной подстилающей поверхностью;
- орографические облачные системы;
- облачные системы локальных циркуляций, возникающие под действием термической неоднородности и различной шероховатости подстилающей поверхности.

14.1. КОНВЕКТИВНЫЕ ОБЛАЧНЫЕ СИСТЕМЫ НА КОСМИЧЕСКИХ СНИМКАХ

Анализ космических снимков показывает, что в атмосфере часто наблюдаются мезомасштабные конвективные облачные системы. Горизонтальные размеры этих облачных систем варьируют в пределах от нескольких километров до нескольких десятков километ-

ров. В большинстве случаев на снимках облачные системы сформированы из конвективных ячеек полигональной формы, гряд, а также из некоторых переходных форм от правильных конвективных ячеек к грядам облачности. В тех случаях, когда конвекция достигает большой интенсивности, на снимках облачности становятся отчетливо заметными кучево-дождевые облака в виде отдельных массивов, крупных гряд или спиралей, образующих конвективные вихри.

14.1.1. Конвективные ячейки и их связь с движением воздуха в атмосфере

В атмосфере довольно часто возникают облачные образования, имеющие ячейковую структуру. Эти образования хорошо прослеживаются на космических снимках (рис. 14.1). Различают два типа конвективных ячеек: открытые ячейки с безоблачным пространством в центре и облачным кольцом по периферии и закрытые ячейки с облачностью в центре и безоблачным пространством на периферии. Установлено, что распределение облачности в открытой ячейке соответствует восходящим движениям воздуха на периферии и нисходящим движениям в центре ячейки. В закрытой

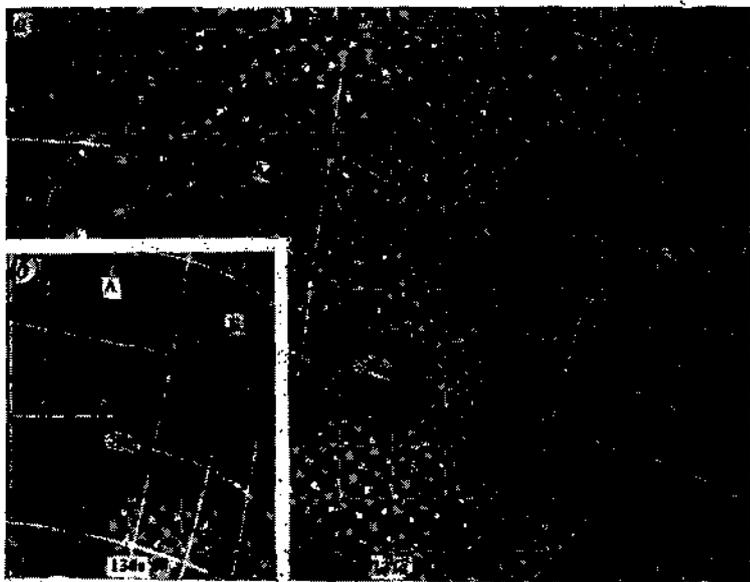


Рис. 14.1. Ячейчатая мезоструктура облачности на космических снимках видимого (а) и инфракрасного (б) диапазонов.

ячейке распределение восходящих и нисходящих течений противоположное. Ячейковая конвекция обычно наблюдается над водной поверхностью и занимает большую площадь. Облачные ячейки могут иметь разнообразную форму. Форма ячеек находится в непосредственной зависимости от термодинамических условий их формирования, в частности от скорости ветра. При слабом ветре ячейки имеют вид почти правильных многоугольников, при усилении ветра симметрия их нарушается. Часто также наблюдаются конвективные ячейки, имеющие кольцообразную и серповидную формы, с безоблачным центром — открытые ячейки (рис. 14.1, область Б) или симметрично расположенные образования округлой формы с облачным центром — закрытые ячейки (рис. 14.1, область А). Открытые и закрытые ячейки имеют приблизительно одинаковые масштабы, в большинстве случаев диаметр их находится в пределах от 20 до 60 км, в отдельных случаях он может достигать 100 км. Ниже приведено распределение открытых ячеек по размерам внешнего диаметра для умеренных широт Атлантического океана, полученное Л. С. Мининой:

Диаметр ячейки, км	20—50	60—100	Более 100
Повторяемость, %	72	26	2

Эти данные являются ориентировочными, так как во многих случаях ячейки имели неправильную форму.

Наиболее полное исследование ячейковой конвекции в атмосфере выполнил Н. Ф. Вельтищев. Он показал, что горизонтальные размеры закрытых и открытых ячеек примерно одинаковы, закрытые ячейки наиболее часто имеют диаметр 30—40 км, а открытые — 20—60 км. Общий диаметр ячейки и соотношение между облачной и безоблачной зонами зависят от мощности конвективного слоя, вертикального градиента температуры и относительной влажности в слое конвекции. Соотношение диаметров облачной и безоблачной зон для закрытых ячеек в среднем равно 5, а для открытых ячеек — 0,5. Установлено, что диаметр конвективных ячеек относится к их вертикальной мощности как 30:1 (для открытых ячеек) и 21:1 (для закрытых ячеек). Характер циркуляции внутри ячейки зависит как от вертикального градиента температуры и мощности конвективного слоя, так и от кривизны температурного профиля.

Вид облачной ячейки (открытая или закрытая) зависит от распределения градиента температуры с высотой. Когда градиент температуры убывает с высотой, образуются открытые облачные ячейки с нисходящими движениями в центре. Когда градиент температуры возрастает с высотой, образуются закрытые облачные ячейки.

Параметры, характеризующие стратификацию атмосферы для обоих типов конвективных ячеек, были получены Вельтищевым

(табл. 14.1). Анализ данных, помещенных в табл. 14.1, свидетельствует о том, что хотя характер распределения температуры в нижнем 3-км слое в первом приближении совпадает для обоих типов ячеек, однако имеет место несколько большая неустойчивость при образовании открытых ячеек, различия при этом не очень велики.

Таблица 14.1

Стратификация атмосферы при конвективных ячейках и грядках

Тип облачной системы	Параметр	ΔT вода—воздух °C	Конвективный слой		Задерживающий слой	
			h км	γ °C/100 м	h км	γ °C/100 м
Открытые ячейки	Среднее значение	2,8	1,58	0,83	0,61	-0,15
	σ	2,1	0,52	0,18	0,38	0,49
	n	151	127	135	106	142
Закрытые ячейки	Среднее значение	1,3	1,47	0,79	0,53	-1,11
	σ	1,0	0,35	0,21	0,09	2,84
	n	37	46	46	43	43
Гряды	Среднее значение	—	2,3	0,89	0,76	-0,36
	σ	—	0,9	0,19	0,13	0,58
	n	—	66	66	55	60

Примечание: σ — среднее квадратическое отклонение, n — число случаев.

Исследования показывают, что в конвективном слое при образовании облачных ячеек с восходящими движениями в центре в среднем происходит рост градиента температуры с высотой ($dy/dz = 0,2 \cdot 10^{-6} \text{ °C/м}^2$). При существовании конвективных ячеек с нисходящими движениями в центре внутри конвективного слоя в среднем происходит уменьшение градиента с высотой ($dy/dz = -4,0 \cdot 10^{-6} \text{ °C/м}^2$). Следует заметить, что в том и другом случае очень часто изменение температуры в конвективном слое может быть линейным.

Закрытые облачные ячейки встречаются преимущественно в облаках слоисто-кучевых форм над холодной водной поверхностью. Конвективные ячейки открытого типа характерны для облаков кучевых форм — кучевых, мощных кучевых и кучево-дождевых.

Исследования, выполненные Вельтищевым, указывают на существенную роль адвекции воздушных масс в формировании конвективных ячеек. В частности, были установлены основные закономерности, позволяющие сформулировать следующие выводы:

— открытые конвективные ячейки образуются в постепенно нагреваемых воздушных массах и характеризуют районы адвекции холодных воздушных масс или районы с нисходящими крупномасштабными движениями;

— закрытые конвективные ячейки образуются в постепенно охлаждающихся воздушных массах и характеризуют районы адвекции теплых воздушных масс или районы с восходящими крупномасштабными течениями.

При очень интенсивных нисходящих и восходящих течениях ячейковая структура облачности может не наблюдаться вообще, так как в первом случае облачность просто не возникнет, а во втором случае облачность будет выглядеть в виде сплошного массива. Эти выводы подтверждаются материалами обычных метеорологических наблюдений и спутниковыми снимками.

14.1.2. Конвективные гряды облачности. Оценка скорости и направления ветра в тропосфере

Конвективные гряды облаков наблюдаются, как правило, в массах холодного воздуха. Синоптические условия существования гряд те же, что и условия существования конвективных ячеек. В тех случаях, когда отсутствует сдвиг ветра, гряды облачности в атмосфере наблюдаются крайне редко.

Грядовая структура формируется из кучевообразной облачности (рис. 14.2 и см. рис. 14.4). Конвективные гряды образуются в сравнительно тонких неустойчиво стратифицированных слоях атмосферы, поэтому сам факт их существования в том или ином районе также свидетельствует о том, что нижний слой атмосферы является неустойчиво стратифицированным (см. табл. 14.1).

Гряды конвективной облачности могут наблюдаться как над сушей, так и над водной подстилающей поверхностью. Однако наиболее правильное геометрическое строение гряды облаков, как и поля ячеек, встречается над водной поверхностью.

На рис. 14.3 приведено изображение обширного поля слоисто-кучевых облаков, сформированных в закрытые ячейки над Атлантическим океаном за размытым холодным фронтом. Хорошо просматриваются различные направления гряд и полос, ориентированных по направлению приземного ветра.

Горизонтальные размеры облачных гряд варьируют в широких пределах, наибольшие размеры отмечаются над водной поверхностью. Если же не рассматривать гряды кучево-дождевой облачности, связанные с линиями шквалов и вторичными фронтами в атмосфере, то характерная ширина мезомасштабных облачных гряд составляет 5—10 км.

Конвективные облачные гряды являются индикатором направления ветра в тропосфере. Установлено, что гряды кучевой облачности ориентируются по направлению ветра. В табл. 14.2 приведены данные об ориентации гряд облачности относительно ветра на различных уровнях.

Средние квадратические отклонения не превышают ошибок в определении взаимной ориентации по стандартным данным радиозондирования и космическим снимкам облачного покрова.

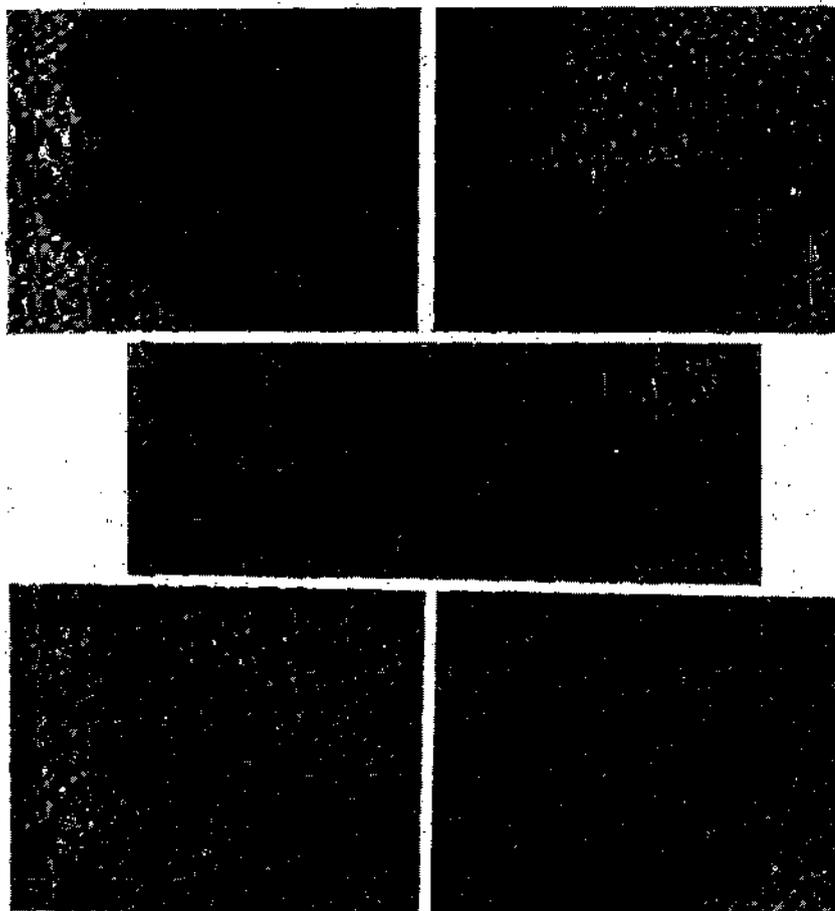


Рис. 14.2. Виды полосной мезоструктуры облачности.

а) облачные линии: АА — продольные, Б — поперечные; б) облачная гряда АА;
в) облачные ячейки: А — закрытые, Б — открытые.

Таблица 14.2

Ориентация гряд облачности ($\Delta\varphi^\circ$) относительно воздушного потока

Параметр	Уровень, гПа				НГО
	Земля	850	700	500	
Среднее значение	-1,7	-1,6	-6,0	-1,9	-1,9
σ	24,5	25,0	28,4	35,6	18,4
n	85	81	80	81	50

Примечание. $\Delta\varphi$ — разность между направлением ветра и облачными грядами в градусах ($\Delta\varphi < 0$ при отклонении вектора влево от направления облачной гряды), σ — среднее квадратическое отклонение, n — число случаев.

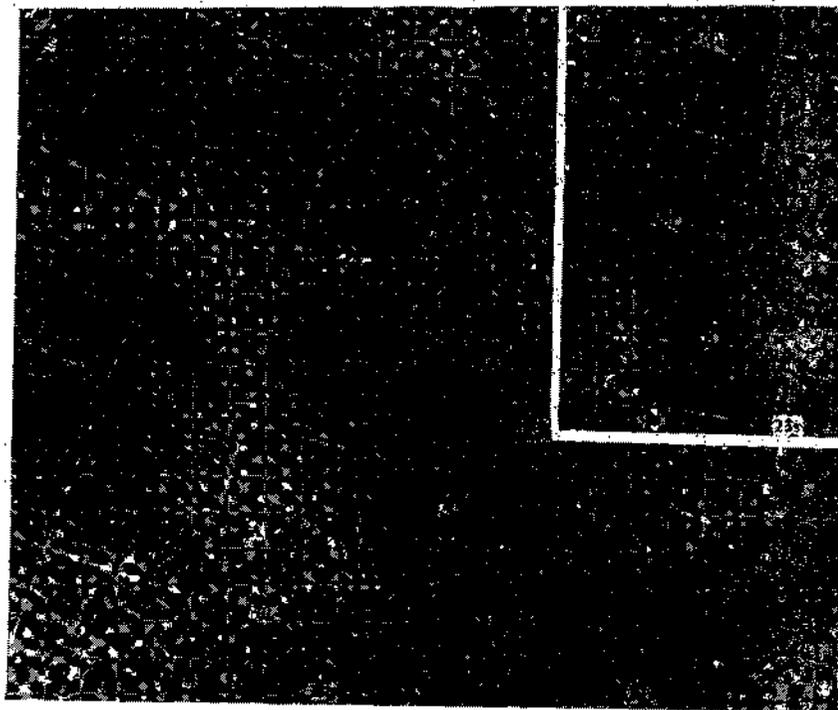


Рис. 14.3. Облачные гряды и полосы, сформированные из слоисто-кучевых облаков над Атлантическим океаном, на снимках видимого (а) и инфракрасного (б) диапазонов.

А — закрытые ячейки, Б — открытые ячейки.

Пример облачных гряд над сушей и их ориентации относительно воздушного потока у поверхности Земли приведен на рис. 14.4.

Для оценки скорости ветра Вельтищевым были получены следующие эмпирические формулы:

для открытых ячеек:

$$V_{850} = V_0 + 2, \quad V_{700} = V_0 + 4, \quad V_{500} = V_0 + 11;$$

для закрытых ячеек:

$$V_{850} = V_0 + 1,5, \quad V_{700} = V_0 + 2, \quad V_{500} = V_0 + 4;$$

для облачных гряд:

$$V_{850} = V_0 + 4, \quad V_{700} = V_0 + 6, \quad V_{500} = V_0 + 14,$$

где V_0 — скорость ветра у поверхности Земли в м/с.

При отсутствии измерений оценку направления ветра можно произвести с определенной точностью (см. табл. 14.2) по конвективным грядам облачности. В этом случае за направление ветра

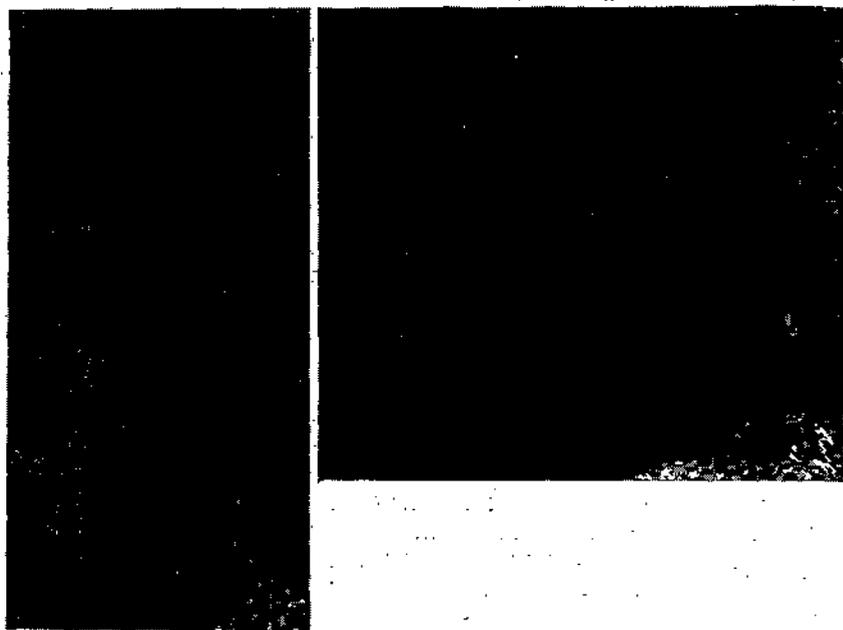


Рис. 14.4. Облачные гряды над сушей.

a — гряды облаков, переходящие в деформированные открытые ячейки вблизи побережья Гренландии (данные о ветре у поверхности Земли); *б* — гряды кучевых облаков в районе Вогнического залива (данные о ветре у поверхности Земли).

в слое от поверхности Земли до уровня 500 гПа принимают направление, совпадающее с ориентацией облачных гряд. Оценка же скорости ветра можно произвести лишь очень приблизительно с использованием статистических данных, помещенных в табл. 14.3.

Таблица 14.3

Значения скорости ветра (V м/с) в нижней тропосфере при мезомасштабных ячейках и грядах облачности.

Тип облачной системы	Параметр	Уровень, гПа			
		Земля	850	700	500
Открытые ячейки	Среднее значение	11,4	12,5	15,2	22,3
	σ	5,2	5,2	7,0	13,5
	n	191	174	187	217
Закрытые ячейки	Среднее значение	8,9	10,6	10,1	13,2
	σ	3,7	4,8	4,4	7,2
	n	50	33	52	51
Гряды	Среднее значение	6,8	10,7	12,8	20,2
	σ	3,8	5,4	7,5	13,1
	n	85	84	82	83

Примечание. σ — среднее квадратическое отклонение, n — число случаев.

Необходимо иметь в виду, что данные о скорости для ячеек получены по данным судовых измерений в океанах, а данные для гряд облачности соответствуют условиям суши. Поэтому при оценке скорости ветра по грядам облачности, как показывают исследования, над океаном нужно увеличить приведенные в таблице данные в 2 раза.

14.1.3. Массивы и гряды кучево-дождевых облаков

Горизонтальные размеры этих облачных образований в умеренных широтах составляют от нескольких десятков километров до 100—150 км. В соответствии с данными табл. 11.1, с точки зрения масштаба движений их целесообразнее всего отнести к системам субсиноптического масштаба, на формирование которых существенно влияют как горизонтальная неоднородность распределения метеорологических элементов, так и процессы конвекции.

Различают два основных типа облачных образований:

— изолированные массивы кучево-дождевых облаков квази-круглой или неопределенной формы;

— гряды кучево-дождевых облаков.

Информативной особенностью этих облачных образований является возможность получения некоторых дополнительных сведений о ветре и направлении смещения облачных массивов. Действительно, когда в верхней тропосфере преобладает поток одного какого-либо направления, на снимках облачности с подветренной стороны массива кучево-дождевых облаков можно заметить шлейф перистых облаков, вытянутый по направлению ветра в верхней тропосфере. Оценить скорость ветра не представляется возможным. Однако необходимо заметить, что при малых скоростях ветра на высотах шлейф перистых облаков бывает распределен более или менее равномерно по всей периферии ансамбля кучево-дождевых облаков, а при сильных ветрах шлейф перистых облаков с наветренной стороны кучево-дождевых облаков бывает незначительным или вообще отсутствует.

Для оценки смещения облачного массива кучево-дождевых облаков можно воспользоваться особенностью, наблюдаемой на снимках при изображении этой облачности, а именно: в кильватере массива кучево-дождевой облачности обнаруживается безоблачная зона. Наличие этой зоны можно объяснить отсутствием в течение некоторого времени конвекции над охлажденной и увлажненной поверхностью после прохождения в данном районе массива кучево-дождевых облаков. Данные о взаимном положении облачности и сравнительно безоблачного района можно использовать для оценки направления смещения кучево-дождевых облаков в самое ближайшее время.

Гряды кучево-дождевых облаков формируются в предфронтальных зонах конвергенции, где и создают линию шквалов. При анализе предфронтальных линий шквалов в гл. 11 рассмотрена структура изображения облачных гряд в различные сезоны года. В частности, летом облачные гряды из кучево-дождевых облаков наиболее часто наблюдаются на холодных фронтах или в тыловой части циклонов, где они ассоциируются с вторичными холодными фронтами. Перемещение облачных гряд может быть оценено по методике, изложенной в гл. 12.

14.1.4. Облачные системы конвективных вихрей

Конвективные облачные вихри развиваются в сравнительно однородных в температурном отношении и неустойчиво стратифицированных воздушных массах. Они имеют горизонтальные размеры от 100 до 500 км. Облачные вихри состоят из чередующихся спиралей кучевой и кучево-дождевой облачности (см. рис. 14.4).

Для районов, занятых спиралью этой облачности, характерны малые контрасты температуры и давления воздуха. Здесь наблюдаются такие явления погоды, как дожди, грозы и шквалистые ветры. Поэтому космические снимки являются весьма существенным

дополнением к анализу погоды в районах, занятых конвективными вихрями. При анализе погоды оказывается целесообразным проводить линии вторичных фронтов вдоль наиболее крупных и развитых спиралей в системе циклона.

14.2. ОРОГРАФИЧЕСКИЕ ОБЛАЧНЫЕ СИСТЕМЫ

Рельеф, над которым формируется облачность, оказывает существенное влияние на структуру облачного поля. Характер образующихся атмосферных возмущений и соответствующих им облачных систем зависит от структуры и размеров орографических неоднородностей, а также от особенностей крупномасштабных атмосферных движений и вертикального распределения температуры и влажности воздуха.

14.2.1. Облачные системы, связанные с фёновыми эффектами

Для интерпретации спутниковых изображений используем общую классификацию фёнов, предложенную Х. Ноймайстером, в которую входят четыре основных типа:

- свободный двусторонний фён;
- свободный односторонний фён;
- фён пограничного слоя;
- тропосферный фён.

Облачная система свободного двустороннего фёна. Она развивается в антициклонах. В этом случае по обеим сторонам от горного хребта наблюдается малооблачная или ясная погода. По мере удаления от гребня в нижних частях долин и предгорьях (особенно зимой) располагаются слоисто-кучевые, слоистые облака или туман, повторяющие очертания горизонталей и имеющие вследствие этого зубчатую структуру.

Облачная система одностороннего свободного фёна. Эта система облаков наблюдается с наветренной стороны горного хребта, наиболее часто при антициклонических или прямолинейных изобарах. На космических снимках прослеживается слоистая облачность (6—10 баллов), не достигающая гребня гор. С подветренной стороны формируются слоистые облака, общее количество которых не превышает 5 баллов. Эти облака располагаются на большом расстоянии от гребня. Необходимо заметить, что с увеличением интенсивности фёна количество облаков с подветренной стороны уменьшается, а граница облаков становится более резкой.

Облачная система фёна пограничного слоя. Облака этой системы наиболее часто наблюдаются в районах невысоких гор и хорошо прослеживаются на космических снимках. С наветренной стороны горного хребта располагается низкая слоистообразная облачность (6—10 баллов). Эта облачность часто достигает гребня

горы или частично переваливает через него. С подветренной стороны формируются низкие облака слоистообразного типа, темно-серого и серого тонов, количество которых не превышает 5 баллов. На некотором расстоянии от линии гребня количество облаков уменьшается, а затем облака совсем исчезают.

Облачная система тропосферного фёна. Эта облачность наблюдается в средних и высоких горах. На приземной карте погоды отмечаются прямолинейные или циклонически искривленные изобары. С наветренной стороны горного хребта формируется многослойная облачность 6—10 баллов, которая может перевалить хребет. Тогда с подветренной стороны будет наблюдаться облачность преимущественно верхнего и среднего ярусов (0—5 баллов), появятся волнистые облака. Необходимо заметить, что если фён не достигает долин и предгорий, то с подветренной стороны могут наблюдаться низкие слоистые облака или туманы (особенно зимой). Тон изображения облачности серый, реже светло-серый с матовой текстурой.

14.2.2. Волнистые облака

Наиболее полный анализ изображений волнистых облаков по космическим снимкам выполнен Н. В. Смирновой и Х. Ноймайстером. Установлено, что для образования волнистых облаков наиболее важными являются следующие факторы:

— протяженность и высота гор, а также соотношение между длиной и шириной горного массива. Очень высокие горы и сильные фёновые эффекты препятствуют образованию волнистых облаков вследствие низкой влажности воздуха;

— ориентация гор относительно преобладающего направления ветра, скорость и устойчивость набегающего воздушного потока. Минимальная скорость, необходимая для образования подветренных волн, составляет 7—15 м/с и зависит от высоты гор, а также характера вертикального распределения температуры и скорости в набегающем воздушном потоке. В общем случае подветренные волны образуются при воздушном потоке, квазиперпендикулярном к основному горному хребту, однако в зависимости от конечной ширины горных хребтов и наличия боковых хребтов возможно образование волн в случаях с другим направлением потока;

— устойчивость стратификации в нижней и средней тропосфере, которую можно считать функцией атмосферных процессов, географического положения, сезона и времени суток. Высокая повторяемость волнистых облаков характерна для тыловой части высотной ложбины и холодного фронта;

— достаточно большая влажность воздуха, переваливающего через горный хребет. Одновременное наличие всех перечисленных факторов, естественно, предполагает максимальную повторяемость волнистых облаков (рис. 14.5).

Волнистая облачность с подветренной стороны горного хребта в зависимости от высоты последнего может быть сформирована высоко-кучевыми, слоисто-кучевыми и реже перистыми облаками.

Для оценки направления ветра в тропосфере можно воспользоваться результатами исследований Смирновой и Ноймайстера, помещенными в табл. 14.4.

Таблица 14.4

Ориентация волнистых облаков относительно воздушного потока

По данным	Слой	Максимальное отклонение направления ветра от нормали к облачным волнам, ...°	Среднее квадратическое отклонение, ...°
Н. В. Смирновой (31 случай)	Облачность 3 — 5 км	± 30	—
Х. Ноймайстера (98 случаев)	850 — 300 гПа	± 40	± 18

Анализ данных, помещенных в табл. 14.4, свидетельствует о том, что по известной ориентации волнистых облаков на снимке облачности можно надежно оценить направление ветра в тропосфере. Однако для того, чтобы избежать большой ошибки, необходимо знать точное положение горного препятствия и помнить, что волнистые облака располагаются с его подветренной стороны.

Эмпирические формулы, приведенные в табл. 14.4, позволяют произвести приближенную оценку.



Рис. 14.5. Волнистые облака, возникшие вследствие орографического эффекта.

a — волны имеют вид коротких извилистых параллельных полос и сформированы из кучевообразной облачности; *b* — волнистые облака, сформировавшиеся в однородной массе подынверсионной слоисто-кучевой облачности. *A* — облака препятствий, *B* — подынверсионные облака.

14.2.3. Оценка влияния островов на формирование облачности

Острова и цепи островов оказывают заметное влияние на распределение низкой облачности и тумана. Это влияние состоит в образовании прояснений, а иногда и завихрений в виде вихревых цепочек с подветренной стороны островов. Прояснения с подветренной стороны особенно хорошо выражены, если воздушный поток направлен перпендикулярно к острову. Размеры прояснений находятся в прямой зависимости от размера, высоты острова, а также от других параметров.

Установлено, что для образования и сохранения мезомасштабных вихревых цепочек необходимы следующие условия:

- наличие заметной низкой инверсии;
- существование устойчивого воздушного потока в нижней тропосфере;
- наличие препятствия, возвышающегося над нижней границей инверсии и порождающего инверсионные колебания.

Мезомасштабные вихревые образования очень часто состоят из низких облаков, образующихся под мощной инверсией. Они приурочены к районам возмущений потока у островов с крутыми берегами, поднимающимися над инверсией. Если воздушный поток не искажается какими-либо возмущениями в данном районе, то с подветренной стороны препятствия развивается серия мезомасштабных вихрей. Ширина вихревой облачной системы зависит от эффективного (по отношению к ветру) диаметра острова. Вихревые цепочки в атмосфере возникают за островами, горизонтальные сечения которых в направлении, перпендикулярном к набегающему воздушному потоку, составляют 10—80 км, а высота — по меньшей мере 800 м.

14.3. ОБЛАЧНЫЕ СИСТЕМЫ, СВЯЗАННЫЕ С НЕОДНОРОДНОСТЬЮ ТЕМПЕРАТУРЫ И ШЕРОХОВАТОСТЬЮ ПОДСТИЛАЮЩЕЙ ПОВЕРХНОСТИ

Исследования основных закономерностей влияния термических и орографических неоднородностей подстилающей поверхности на распределение облачного покрова по характерным особенностям пространственного распределения облаков на космических снимках показывают, что по спутниковым изображениям облачности часто можно косвенным образом оценить направление крупномасштабного воздушного потока, характер термической стратификации воздушной массы, а также идентифицировать некоторые типы локальных циркуляций в атмосфере.

14.3.1. Облачные системы, связанные с различием в шероховатости подстилающей поверхности

Многолетние наблюдения за характеристиками облачности свидетельствуют об изменении характера облачности при переходе с моря на сушу. Эти изменения хорошо прослеживаются на космических снимках и обычно вызваны различием температуры между водной поверхностью и сушей, а также и различной шероховатостью этих подстилающих поверхностей.

Рассмотрим поле ветра у береговой линии. В этом случае происходит перераспределение облачности вследствие того, что над поверхностью суши, обычно имеющей большую шероховатость, в нижней части тропосферы ветер значительно отклоняется от направления изобар и имеет меньшую скорость, чем над гладкой водной поверхностью. Этот факт приводит к тому, что при направлении воздушного потока с моря на сушу над сушей возникает зона конвергенции, в которой формируется или увеличивается облачность. Если же воздушный поток направлен с суши, то в прибрежной области над морем возникает зона дивергенции. Естественно, что в этой зоне происходит размывание облачности. На рис. 14.6 *в* и *г* показано схематически положение областей формирования и размывания облачности в подобных ситуациях.

В тех случаях, когда направление воздушного потока параллельно береговой линии (рис. 14.6 *а* и *б*), характер деформации воздушного потока изменяется. Как видно из рис. 14.6 *а* и *б*, зона конвергенции возникает в прибрежной области над морем, когда континент находится вправо от направления ветра (см. рис. 14.6 *а*), и над сушей, когда континент находится влево от направления ветра (см. рис. 14.6 *б*). Исследования В. Г. Шарова показывают, что при воздушном потоке, параллельном береговой линии (см. рис. 14.6 *б*), зона дивергенции распространяется на прибрежную часть суши, в связи с чем облачность образует дальше от побе-

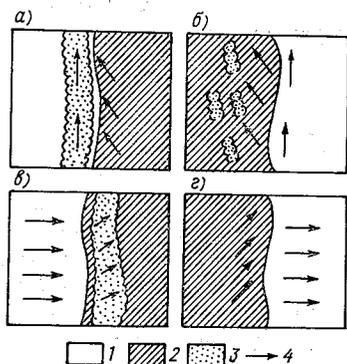


Рис. 14.6. Схема возникновения зон конвергенции и дивергенции вследствие изменения шероховатости подстилающей поверхности при переходе с суши на море.

1 — море, 2 — суша, 3 — облака, 4 — направление ветра.

режья, чем при нормальной ориентации ветра по отношению к береговой линии (см. рис. 14.6 в).

Важно отметить, что рассмотренные выше закономерности в перераспределении облачности вблизи береговой линии можно использовать для оценки направления воздушного потока по космическим снимкам облачности.

14.3.2. Влияние температурной неоднородности подстилающей поверхности на распределение облачности

Известно, что летом и в дневные часы, как правило, суша более нагрета, чем водная поверхность. Термическая неоднородность подстилающей поверхности вода — суша приводит к образованию конвективной облачности. Образовавшаяся кучевая облачность при малых скоростях ветра хорошо повторяет конфигурацию перегретых участков суши. Напротив, долины крупных рек, озера и заболоченные участки суши остаются сравнительно свободными от облачности.

Влияние термической неоднородности проявляется и в распределении слоистых облаков. Границы слоистых облаков и туманов часто повторяют линию побережья или следуют вдоль изогипс в горной местности.

Анализ космических снимков показывает, что когда наблюдается интенсивный перенос воздуха с моря на сушу или наоборот,

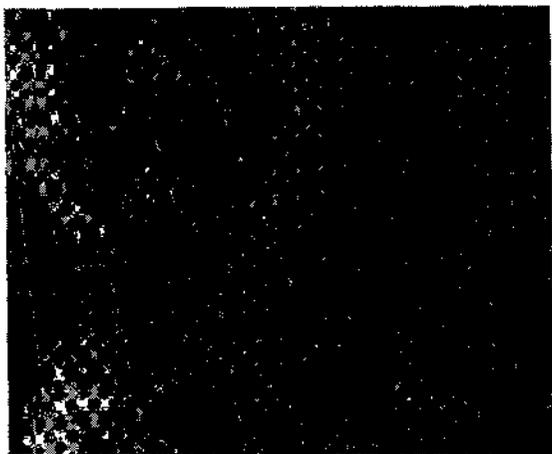


Рис. 14.7. Влияние термической неоднородности подстилающей поверхности на распределение облачности, по данным снимка в видимом диапазоне спектра.

в поле облачности хорошо заметны «теневые» эффекты. Так, например, при переносе воздуха в летнее время с холодной морской поверхности на сушу часто можно видеть, как конвективная облачность начинает развиваться лишь на расстоянии 100—200 км от береговой линии, причем граница облачности повторяет конфигурацию береговой линии.

На рис. 14.7 приведен пример влияния термической неоднородности на распределение кучевых облаков. Территория суши, окружающая Ботнический залив, покрыта кучевой и кучево-дождевой облачностью, в то время как холодная поверхность Ботнического залива практически свободна от облаков.

Исследования В. Г. Шарова показывают, что по космическим снимкам можно не только достаточно точно определить области, занятые теми или иными облаками, но и сделать косвенный вывод: в районах, где облачность повторяет неоднородности рельефа, отсутствует устойчивый воздушный поток.

В тех случаях, когда имеет место устойчивый перенос воздуха над расположенными рядом поверхностями с различной температурой, при переходе воздушной массы от одной поверхности к другой происходит постепенная трансформация нижнего слоя воздуха. Трансформация воздуха в этом случае часто отражается на пространственном распределении кучевых и слоистых облаков. Чаще всего перераспределение облачности происходит при переходе воздушной массы с водной поверхности на сушу или наоборот, так как два этих типа подстилающей поверхности имеют достаточно большие температурные контрасты.

Глава 15. ОЦЕНКА ПОЛЯ ВОЗДУШНЫХ ТЕЧЕНИЙ ПО ИЗОБРАЖЕНИЯМ ОБЛАЧНОСТИ

Характер полей облачности, их эволюция и перемещение в значительной мере определяются атмосферной циркуляцией — горизонтальными воздушными течениями. В связи с этим, очевидно, правомерна постановка обратной задачи: по характеру полей облачности идентифицировать направление и скорость воздушных течений в атмосфере.

Существует несколько методов восстановления поля ветра по данным спутниковой информации. Эти методы можно условно разделить на три группы.

В основу методов первой группы положена гипотеза, заключающаяся в том, что между вертикальной скоростью, вертикальной слагающей вихря скорости и горизонтальной дивергенцией, с одной стороны, характером облачности, с другой, существуют определенные зависимости. Физический смысл этих зависимостей

вполне очевиден, так как упорядоченные вертикальные движения воздуха являются одним из главных факторов, приводящих к формированию обширных облачных систем типа As—Ns и обложных осадков.

Исследования, выполненные Ш. А. Мусаеляном, И. П. Ветловым, А. И. Бурцевым, показывают, что поля горизонтальных слагающих ветра по известному значению вихря скорости и дивергенции устанавливаются удовлетворительно. В этой группе методов основная проблема заключается в установлении зависимости между количеством облачности и значениями вертикальной скорости, вихря скорости и дивергенции.

Вторая группа методов основана на возможности использования связи структурных особенностей облачных полей с полями воздушных течений. Опыт анализа снимков облачности, полученных со спутника, показывает, что прямыми индикаторами для оценки скорости и направления ветра могут служить облачные вихри циклонов, крупномасштабные облачные полосы атмосферных фронтов и струйных течений, мезомасштабные облачные полосы и ряды конвективных облаков, орографические облачные образования и т. д. Особенно хорошо выраженная зависимость наблюдается между направлениями рядов конвективной облачности и полос облачных спиралей, с одной стороны, и полем воздушных течений, с другой.

Используя структурные особенности поля облачности, можно уточнить анализ поля воздушных течений в районах, где сеть ветрового и температурного зондирования редка или отсутствует. Л. А. Анекеева установила количественные связи между направлением полос облачности и вихря и характеристиками ветра на основных изобарических поверхностях.

Перспективен метод восстановления ветрового режима циклона по телевизионным снимкам облачных спиралей и данным о верхней границе облачности. Этот метод был разработан и обоснован И. Я. Канасковой. В основу его положена система уравнений гидродинамики, описывающая установившееся движение в осесимметричном вихре с вертикальной пространственной осью. Скорость ветра внутри вихря рассчитывается по термобарическому полю, задаваемому как функция h параметров f_i и $D=F(r, z, f_1, \dots, f_n)$. Вид функции F соответствует статистическим данным о распределении геопотенциала и температуры в циклоне. Параметры f_n определяются из условия совпадения линии тока с формой облачной спирали.

В основу методов третьей группы положена возможность восстановления поля ветра по данным обзорной и измерительной аппаратуры. Для определения поля скорости ветра используются вертикальные профили температуры и влажности воздуха, а также данные об облачности. Один из методов этой группы был предложен Ш. А. Мусаеляном.

15.1. ФИЗИКО-СТАТИСТИЧЕСКИЙ МЕТОД ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПОЛЯ ГЕОПОТЕНЦИАЛА И ПОЛЯ ВЕТРА ПО ДАННЫМ МСЗ

Физико-статистический численный метод определения поля геопотенциала и поля ветра над некоторой территорией позволяет установить зависимость между количеством облаков и вертикальной скоростью, а также вихрем скорости и дивергенцией. Исходными данными для расчета поля геопотенциала и поля ветра на конкретном уровне служат результаты наблюдений за облачностью со спутника. Сущность физико-статистического метода (или метода корреляции гармоник) состоит в следующем.

Пусть в некоторые последовательные моменты времени t_1, t_2, \dots, t_n известны данные о количестве облачности $S(x)$ вдоль каждого круга широты или вдоль направления x , о вертикальной составляющей вихря скорости $\Omega_h(x)$ и горизонтальной дивергенции скорости $D_h(x)$ на уровне h . Эти функции представим в виде разложения в ряд Фурье:

$$\begin{aligned} S(x) &= \frac{S_0}{2} + \sum_{m=1}^M S_m \cos mx + \sum_{m=1}^M S'_m \sin mx, \\ \Omega_h(x) &= \frac{\delta_0}{2} + \sum_{m=1}^M \delta_m \cos mx + \sum_{m=1}^M \delta'_m \sin mx, \\ D_h(x) &= \frac{\gamma_0}{2} + \sum_{m=1}^M \gamma_m \cos mx + \sum_{m=1}^M \gamma'_m \sin mx, \end{aligned} \quad (15.1)$$

где $S_0, S_m, S'_m, \delta_0, \delta_m, \delta'_m, \gamma_0, \gamma_m, \gamma'_m$ — коэффициенты Фурье; m — волновые числа. Коэффициенты Фурье вычисляются с помощью известных формул:

$$\begin{aligned} S_m &= \frac{1}{\pi} \int_{-\pi}^{\pi} S_h \cos mx \, dx, & S'_m &= \frac{1}{\pi} \int_{-\pi}^{\pi} S'_h \sin mx \, dx, \\ \delta_m &= \frac{1}{\pi} \int_{-\pi}^{\pi} \delta_h \cos mx \, dx, & \delta'_m &= \frac{1}{\pi} \int_{-\pi}^{\pi} \delta'_h \sin mx \, dx, \\ \gamma_m &= \frac{1}{\pi} \int_{-\pi}^{\pi} \gamma_h \cos mx \, dx, & \gamma'_m &= \frac{1}{\pi} \int_{-\pi}^{\pi} \gamma'_h \sin mx \, dx \end{aligned} \quad (15.2)$$

и

$$D_h = \partial u / \partial x + \partial v / \partial y, \quad \Omega_h = \partial v / \partial x - \partial u / \partial y; \quad (15.3)$$

где u и v — горизонтальные составляющие скорости ветра.

Разложения (15.1) можно получить для каждой строки выбранной прямоугольной сетки точек и, если задача решается в сферической системе координат, для каждого широтного круга.

Установлено, что между полем облачности, полями вихря скорости и дивергенции существует определенная связь. Это позволяет искать статистическую связь между коэффициентами разложения Фурье в виде следующих уравнений регрессии:

$$\delta_m = \alpha_m S_m + \beta_m, \quad \gamma_m = \alpha'_m S'_m + \beta'_m. \quad (15.4)$$

Имея за несколько дней поля облачности и карты барической топографии, (поля ветра на нескольких уровнях в средней и верхней тропосфере), на основании формул (15.1) и (15.3) можно определить коэффициенты разложения для каждой гармоники. При этом, как показали исследования, достаточно ограничиться 10—15 гармониками. Далее на основании формул (15.4) методом наименьших квадратов находятся коэффициенты β_m и α_m , β'_m и α'_m .

Пусть на следующий день имеется поле облачности в некотором районе и значение геопотенциала H , а также составляющие скорости u_r и v_r на границе данного района. Введем некоторую функцию $\bar{\omega}_h$, причем

$$\bar{\omega}_h = \Omega_{hi} + D_{hj}. \quad (15.5)$$

С учетом (15.3) и (15.5) получаем:

$$\nabla^2 u = \text{rot } \bar{\omega}_h, \quad \nabla^2 v = \text{div } \bar{\omega}_h, \quad (15.6)$$

где $\nabla^2 = \partial^2/\partial x^2 + \partial^2/\partial y^2$ — двухмерный лапласиан.

Использование статистически полученных коэффициентов разложения Фурье позволяет определить функции Ω_h и D_h , а следовательно, и функцию $\bar{\omega}_h$ только по полю облачности.

Решая уравнения (15.6) как уравнения Пуассона относительно u и v с граничными условиями на границе данной облачности $u = u_r$ и $v = v_r$, получим поле скоростей ветра внутри данной области только по полю облачности.

Принимая для средних уровней тропосферы условно квазисоленоидальности, т. е. полагая, что $dD_h/dt = 0$, запишем уравнение баланса (уравнение Монжа—Ампера), которым воспользуемся для нахождения поля геопотенциала

$$\nabla^2 H = \Omega_h - \left[\left(\frac{\partial u}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial y} \right)^2 + 2 \frac{\partial u}{\partial y} \frac{\partial v}{\partial x} \right] - u \frac{\partial l}{\partial y} + v \frac{\partial l}{\partial x}, \quad (15.7)$$

где $l = 2\omega \sin \varphi$ — параметр Кориолиса.

Это уравнение является уравнением Пуассона относительно геопотенциала H . Решая его с граничным условием $H = H_r$,

получим, используя только данные об облачности, поле геопотенциала внутри данной области.

Рассмотренный метод позволяет в первом приближении использовать данные об облачности для восстановления по ней полей ветра и геопотенциала. Это особенно важно для районов, плохо освещенных аэрологическими данными, в частности над океанами, над районами Полярного бассейна и др. В дальнейшем эта методика потребует серьезных уточнений в целях получения надежных статистических связей. Однако практически целесообразность такого подхода достаточно очевидна.

15.2. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПОЛЯ СКОРОСТЕЙ ВЕТРА ПО РАСПРЕДЕЛЕНИЮ ТЕМПЕРАТУРЫ, ВЛАЖНОСТИ И ОБЛАЧНОСТИ

Особенностью рассмотренных ранее методов является то, что они пригодны только при наличии облачности определенных форм, в случае же малооблачной или безоблачной погоды эти методы для восстановления поля ветра непригодны. Перспективным является определение поля скоростей по распределению температуры, влажности и облачности. Можно ожидать, что в недалеком будущем с помощью спутников можно будет получать регулярные синхронные и глобальные данные не только об облачном покрове Земли, но и о распределении температуры и влажности в пространстве.

Рассмотрим схему одного из методов, разработанных для целей определения поля скоростей ветра по распределению температуры, влажности и облачности. В декартовой системе координат XYZ (ось OX направлена на восток, ось OY — на север и ось OZ — вертикально вверх) обозначим некоторую область ($X \geq 0$, $Y \geq 0$, $Z \geq 0$) через G , время — через t , промежуток времени между двумя последовательными метеорологическими наблюдениями — через δt . Примем, что для всей области G задано распределение температуры и влажности; для момента t задано еще распределение облачности, и на границе области G заданы значения составляющих скорости ветра. По этим данным определяется поле скоростей внутри области в момент t .

Для решения поставленной задачи рассматриваются уравнения переноса температуры и влажности и уравнение неразрывности:

$$T_x u + T_y v + \delta \omega = f(x, y, z, t), \quad (15.8)$$

$$\tau_x u + \tau_y v + \tau_z \omega = \varphi(x, y, z, t), \quad (15.9)$$

$$\partial(\rho u)/\partial x + \partial(\rho v)/\partial y + \partial(\rho \omega)/\partial z = 0, \quad (15.10)$$

где u , v , ω — составляющие скорости по осям OX , OY , OZ соответственно, T — температура, τ — точка росы, ρ — плотность, $\delta = = \gamma_a - \gamma$, $\gamma = -\partial T/\partial z$; γ_a — адиабатический градиент.

Функции f и φ считаются заданными.

В качестве граничных условий взяты следующие:

$$u|_{x=0} = u_0, \quad u|_{y=0} = u_1, \quad u|_{z=0} = u_2, \quad (15.11)$$

$$v|_{x=0} = v_0, \quad v|_{y=0} = v_1, \quad v|_{z=0} = v_2, \quad (15.12)$$

$$w|_{x=0} = w_0, \quad w|_{y=0} = w_1, \quad w|_{z=0} = 0. \quad (15.13)$$

Граничные условия при учете тех или иных факторов соответственно видоизменяются. При учете неровностей Земли, например, условие (15.13) записывается в виде

$$w|_{z=0} = u_2 \frac{\partial \xi}{\partial x} + v_2 \frac{\partial \xi}{\partial y},$$

где $z = \xi(x, y)$ есть уравнение поверхности неровности.

Исходя из системы уравнений (15.8)—(15.10), запишем для каждой составляющей u , v , w уравнение. С помощью уравнений (15.8) и (15.9) выразим v , w через u ; из (15.8)

$$w = \frac{f - T_y v - T_x u}{\delta}. \quad (15.14)$$

Подставляя полученное выражение в (15.9), получим

$$v = \frac{\delta \varphi - \delta \tau_x u - \tau_z f + \tau_z T_x u}{\delta T_y - \tau_z T_y} = \frac{\tau_z T_x - \delta \tau_x}{\delta \tau_y - \tau_z T_y} u + \frac{\delta \varphi - \tau_z f}{\delta \tau_y - \tau_z T_y}.$$

Обозначим:

$$\begin{aligned} \delta_1 &= T_y \tau_z - \delta \tau_y, \\ f_1 &= -\frac{T_x \tau_z - \delta \tau_x}{\sigma_1}, \\ f_2 &= \frac{\tau_z f - \delta \varphi}{\sigma_1}. \end{aligned}$$

В соответствии с принятыми обозначениями получим для v :

$$v = f_1(x, y, z, t)u + f_2(x, y, z, t). \quad (15.15)$$

Подставляя (15.15) в (15.14), получим аналогичное выражение для w :

$$w = h_1(x, y, z, t)u + h_2(x, y, z, t),$$

где

$$h_1 = \frac{T_x \tau_y - T_y \tau_x}{\sigma_1}, \quad h_2 = \frac{\varphi T_y - f \tau_y}{\sigma_1}, \quad (15.16)$$

Подставляя (15.15), (15.16) в (15.10), получим уравнение для u :

$$\begin{aligned} \frac{\partial(\rho u)}{\partial x} + f_1 \frac{\partial(\rho u)}{\partial y} + h_1 \frac{\partial(\rho u)}{\partial z} + \left(\frac{\partial f_1}{\partial y} + \frac{\partial h_1}{\partial z} \right) \rho u = \\ = - \frac{\partial}{\partial y} (\rho f_2) - \frac{\partial}{\partial z} (\rho h_2). \end{aligned} \quad (15.17)$$

Если предположить, что плотность мало зависит от горизонтальных координат и заменить ее стандартной величиной $\bar{\rho}(z)$, то уравнение (15.17) примет вид:

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial x} + f_1 \frac{\partial u}{\partial y} + h_1 \frac{\partial u}{\partial z} + \left[\frac{\partial f_1}{\partial y} + \frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial(\bar{\rho} h_1)}{\partial z} \right] u = \\ = - \frac{\partial f_2}{\partial y} - \frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial(\bar{\rho} h_2)}{\partial z}. \end{aligned} \quad (15.18)$$

Аналогичным способом выразим v через w , u :

$$u = \xi_1(x, y, z, t)v + \xi_2(x, y, z, t), \quad (15.19)$$

$$w = \eta_1(x, y, z, t)v + \eta_2(x, y, z, t), \quad (15.20)$$

где

$$\begin{aligned} \xi_1 = \frac{\delta \tau_y - \tau_z T_y}{\sigma_2}, \quad \xi_2 = \frac{f \tau_z - \delta \varphi}{\sigma_2}, \quad \eta_1 = \frac{-T_x \tau_y - \tau_x T_y}{\sigma_2}, \\ \eta_2 = \frac{\varphi T_x - f \tau_x}{\sigma_2}, \quad \sigma_2 = T_x \tau_z - \delta \tau_x. \end{aligned}$$

Подставляя (15.19), (15.20) в уравнение (15.10) и принимая $\rho = \bar{\rho}(z)$, получим уравнение для v :

$$\begin{aligned} \xi_1 \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \eta_1 \frac{\partial v}{\partial z} + \left[\frac{\partial \xi_1}{\partial x} + \frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial(\bar{\rho} \eta_1)}{\partial z} \right] v = \\ = - \frac{\partial \xi_2}{\partial x} - \frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial(\bar{\rho} \eta_2)}{\partial z}. \end{aligned} \quad (15.21)$$

Аналогично получается уравнение для w :

$$\begin{aligned} \varphi_1 \frac{\partial w}{\partial x} + \chi_1 \frac{\partial w}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} + \left(\frac{\partial \varphi_1}{\partial x} + \frac{\partial \chi_1}{\partial y} + \frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial \bar{\rho}}{\partial z} \right) w = \\ = - \frac{\partial \varphi_2}{\partial x} - \frac{\partial \chi_2}{\partial y}, \end{aligned} \quad (15.22)$$

где

$$\begin{aligned} u &= \varphi_1(x, y, z, t)w + \varphi_2(x, y, z, t), \\ v &= \chi_1(x, y, z, t)w + \chi_2(x, y, z, t), \\ \varphi_1 &= -\frac{\delta\tau_y - T_y\tau_z}{\sigma_3}, \quad \varphi_2 = \frac{f\tau_y - \varphi T_y}{\sigma_3}, \\ \chi_1 &= -\frac{T_x\tau_z - \delta\tau_x}{\sigma_3}, \quad \chi_2 = -\frac{f\tau_x - \varphi T_x}{\sigma_3}, \\ \sigma_3 &= T_x\tau_y - T_y\tau_x. \end{aligned}$$

Уравнения (15.18), (15.21), (15.22) совместно с граничными условиями (15.11) — (15.13) решают поставленную задачу. При интегрировании уравнений (15.18), (15.21), (15.22) необходимо учесть наличие облачности, что в общем случае довольно сложная задача. Поэтому рассмотрим один частный случай.

Предположим, что $f = -T_t$, $\varphi = \tau_t$. Рассмотрим уравнение (15.18). Полагая, что в облаке $T = \tau$, $\delta = \gamma_{\text{вв}} - \gamma$, будем иметь:

$$\begin{aligned} \sigma_1 &= T_y\tau_x - \delta\tau_y = T_yT_z - (\gamma_{\text{вв}} + T_z)T_y = -\gamma_{\text{вв}}T_y, \\ f_1 &= -\frac{T_x\tau_x - \delta\tau_x}{\sigma_1} = -\frac{T_xT_z - (\gamma_{\text{вв}} + T_z)T_x}{-\gamma_{\text{вв}}T_y} = -\frac{T_x}{T_y}; \\ f_2 &= \frac{f\tau_x - \delta\varphi}{\sigma_1} = \frac{-T_tT_x + (\gamma_{\text{вв}} + T_z)T_t}{-\gamma_{\text{вв}}T_y} = -\frac{T_t}{T_y}; \\ h_1 &= \frac{T_x\tau_y - T_y\tau_x}{\sigma_1} = \frac{T_xT_y - T_yT_x}{\sigma_1} = 0, \\ h_2 &= \frac{\varphi T_y - fT_y}{\sigma_1} = \frac{-T_tT_y + T_tT_y}{\sigma_1} = 0. \end{aligned}$$

Уравнение (15.18) примет вид:

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial x} - \frac{T_x}{T_y} \frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial y} \left(-\frac{T_x}{T_y} \right) u &= \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{T_t}{T_y} \right); \\ \frac{\partial}{\partial y} \left(-\frac{T_x}{T_y} \right) &= -\frac{T_y \frac{\partial T_x}{\partial y} - T_x \frac{\partial T_y}{\partial y}}{T_y^2} = -\frac{\frac{\partial T}{\partial x} \frac{\partial T_y}{\partial y} - \frac{\partial T}{\partial y} \frac{\partial T_x}{\partial x}}{T_y^2}. \end{aligned}$$

Если использовать обозначения оператора Якоби

$$I_{\alpha, \beta}(A, B) = \frac{\partial A}{\partial \alpha} \frac{\partial B}{\partial \beta} - \frac{\partial A}{\partial \beta} \frac{\partial B}{\partial \alpha},$$

то производная

$$\frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{T_x}{T_y} \right) = I_{xy}(T, T_y) \frac{1}{T_y^2}.$$

Аналогично

$$\frac{\partial}{\partial y} \left(-\frac{T_x}{T_y} \right) = I_{yt}(T, T_y) \frac{1}{T_y^2}.$$

Окончательно уравнение (15.18) выглядит так:

$$T_y^2 \frac{\partial u}{\partial x} - T_x T_y \frac{\partial u}{\partial y} + I_{xy}(T, T_y) u = I_{yt}(T, T_y). \quad (15.23)$$

Рассмотрим уравнение (15.21):

$$\sigma_2 = -\gamma_{ва} T_x, \quad \xi_1 = -T_y/T_x, \quad \xi_2 = -T_t/T_x, \quad \eta_1 = \eta_2 = 0.$$

После подстановки получим

$$T_x T_y \frac{\partial v}{\partial x} - T_x^2 \frac{\partial v}{\partial y} + I_{xy}(T, T_x) v = -I_{xt}(T, T_x). \quad (15.24)$$

Уравнения (15.23) и (15.24) показывают, что распределение горизонтальных составляющих скорости внутри облака определяется их значениями на наветренной границе облака и изменениями в пространстве и во времени температуры внутри облака. Уравнения (15.23) и (15.24) легко интегрируются с помощью численных методов.

Выше был рассмотрен лишь один частный случай общего решения задачи. Возможны и другие частные случаи, когда, например, уравнение (15.23) имеет точное решение.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Многолетнее функционирование метеорологических спутников Земли позволило накопить значительный опыт практического использования спутниковых наблюдений, отработать и усовершенствовать методы их обработки и интерпретации не только в гидрометеорологии, но и во многих отраслях народного хозяйства. Остановимся на некоторых аспектах применения спутниковой информации.

Метеорологические данные о состоянии атмосферы, облачности, поверхности суши и океана, извлекаемые из спутниковых наблюдений, уже к настоящему времени, существенно дополнили комплекс гидрометеорологических наблюдений, производимых традиционными методами. Большой вклад они внесли в улучшение анализа и прогноза погодообразующих процессов над океанами и труднодоступными районами суши, занимающими в общей сложности $\frac{4}{5}$ поверхности нашей планеты. Однако и в районах со сплошной сетью наземных метеорологических станций спутниковые данные позволили вносить коррективы в анализ карт погоды.

Широкое признание получила научная информация с МСЗ при практическом метеообеспечении авиации, в частности для предполетных консультаций экипажей и составления авиационных прогнозных карт (бюллетеней) опасных явлений погоды, особенно по трассам, пролегающим над океанами, горными, пустынными и полярными районами. Интересен опыт метеообеспечения авиации межконтинентальных полетов, когда научная информация на борт самолета поступает непосредственно с геостационарного спутника. Такое оперативное использование спутниковых данных способствует повышению безопасности полетов на большие расстояния.

При решении задач судоходства и рыболовства спутниковые наблюдения над океанами нередко являются единственным источником информации о положении и интенсивности развитых тайфунов и циклонов, активных атмосферных фронтов и зон густых туманов, существенно влияющих на морскую деятельность. Эти наблюдения позволяют не только улучшить прогнозы погоды для мореплавания, но и получать некоторые сведения о состоянии морской поверхности. Так, по структуре облачности на космических снимках удается косвенно судить как о максимальной скорости

ветра, так и о силе штормового волнения морской поверхности при прохождении развитых тайфунов и циклонов, достигших большой интенсивности.

Эффективным средством для оценки ледовой обстановки на замерзающих морях являются снимки в видимом диапазоне. Существующая методика их дешифрирования позволяет составлять карты распространения дрейфующих льдов по сплоченности, детальность и точность которых не уступает картам ледовых авиаразведок. Эта информация, извлекаемая из спутниковых данных, крайне важна для деятельности морских судов транспортного и рыболовецкого флота.

Для удовлетворения специализированных требований к агрометеорологическому обслуживанию сельского хозяйства полезную информацию дают также снимки в видимом диапазоне спектра.

Их использование совместно с данными обычных наблюдений позволяет точнее определять границы снежного покрова и площади с недостаточными, достаточными и избыточными запасами снега для перезимовки и влагообеспеченности сельскохозяйственных культур, позволяет лучше следить за появлением и сходом снежного покрова. При оценке динамики развития атмосферных процессов использование всего объема спутниковых данных помогает надежнее определять тенденцию изменения важных для сельскохозяйственного производства агрометеорологических условий. Определенную роль они оказывают, в частности, при прогнозе заморозков, позволяя учитывать более полные и точные данные об облачности и снежном покрове.

Для лесного хозяйства весьма ценную информацию содержат снимки, полученные как в видимом, так и в инфракрасном диапазоне спектра. На основе их анализа удается обнаруживать и следить за динамикой развития очагов крупных лесных пожаров, которые достаточно четко распознаются по светло-серому изображению дымовых шлейфов, вытягивающихся от очагов пожара в направлении преобладающего ветра, а также выявлять облачность, перспективную для искусственного вызывания осадков над лесными пожарами. Совместно с наземными наблюдениями спутниковые данные в то же время улучшают оценку возможности возникновения пожароопасной обстановки. Все это позволяет усилить борьбу с лесными пожарами, оперативно маневрируя соответствующими силами и средствами.

В интересах гидрологии снимки в видимом диапазоне спектра позволяют проводить анализ ледовых явлений на крупных реках и озерах, а также снежного покрова в бассейнах крупных рек. При анализе ледовых явлений удается проследивать ледостав и динамику освобождения от льда крупных рек и водохранилищ, положение кромок ледяного покрова и его сплоченность на крупных озерах и водохранилищах. Эти данные помогают своевременно предупреждать речной флот о вскрытии и замерзании рек,

правильно ориентировать его о ледовой обстановке и сроках начала навигации.

При анализе снежного покрова представляется возможным оценивать его площадь и распределение по водосборному бассейну рек. По высоте залегания может быть выделен снежный покров до 5—10 см. Полученные данные о снежном покрове, хотя и не содержат всех характеристик его состояния, играют важную роль в оценке вклада снежного покрова в образование талого стока, рек при весеннем половодье.

Большой объем научной работы, выполняемой учеными в нашей стране и за рубежом, по совершенствованию спутниковой научной аппаратуры, методов обработки и анализа данных, позволяет уже в ближайшие годы существенно расширить область полезного использования данных для решения насущных задач народного хозяйства.

ПРИЛОЖЕНИЕ

Основные характеристики орбит метеорологических спутников, запущенных в период 1975—1982 гг.

Страна	Наименование запущенного объекта	Дата запуска	Наклон орбиты к экватору, . . . °	Период обращения, мин	Высота орбиты	
					перигея, км	апогея, км
СССР	«Метеор»	01.04.75	81,2	102,6	877	906
	«Метеор-2»	11.06.75	81,3	102,5	872	903
	«Метеор»	18.09.75	81,2	102,3	867	918
	«Метеор»	25.12.75	81,3	102,4	857	913
США	«Лэндсат-2»	22.01.75	99,1	103,3	905	919
	СМС-2	06.02.75		Стационарная орбита		
Индия	«Ариабата-1»	19.04.75	50,7	96,4	570	610
США	ДМС	24.05.75	98,9	102,0	814	892
	«Нимбус-6»	12.06.75	99,9	107,3	1091	1104
	ГОЕС-1 (СМС-С)	17.10.75		Стационарная орбита		
СССР	«Метеор»	07.04.76	81,2	102,3	863	906
	«Метеор»	15.05.76	81,2	102,4	866	908
	«Метеор»	16.10.76	81,3	102,5	871	904
США	ДМС	19.02.76	98,9	89,0	90	356
	НОАА-5 (ИТОС-Н)	29.07.76	101,6	116,3	1485	1563
	ДМС	11.09.76	98,7	101,5	833	836
СССР	«Метеор-2»	7.01.77	81,3	103,0	893	932
	«Метеор»	05.04.77	81,2	102,5	869	909
Франция	«Снег-3»	17.06.77	50,7	94,3	452	524
СССР	«Метеор»	29.06.77	98,0	97,5	602	685
	«Метеор-2»	14.12.77	81,2	102,5	872	906
США	ДМС	04.06.77	99,2	111,6	834	836
	ГОЕС-2	16.06.77		Стационарная орбита		
Япония	«Химавари-2»	14.07.77		Стационарная орбита		
ЕЦКО ¹	«Метеосат»	23.11.77		Стационарная орбита		

США	«Лэндсат-3»	05.03.78
	ДМС	30.04.78
	ГОЕС-3	16.06.78
	ТАИРОС-Н	13.10.78
СССР	«Нимбус-7»	24.10.78
	«Метеор»	25.01.79
США	«Метеор-2»	01.03.79
	ДМС	06.06.79
Индия	«Бхаскара»	07.06.79
США	НОАА-6	27.06.79
СССР	«Метеор-2»	31.10.79
	«Метеор»	18.06.80
	«Метеор-2»	09.09.80
США	ГОЕС-4	09.09.80
СССР	«Метеор-2»	15.05.81
	«Метеор-природа»,	10.07.81
	«Искра»	
Болгария	«Интеркосмос-Болгария-1300»	07.08.81
США	ГОЕС-5	22.05.81
	«Метеосат-2»	31.05.81
	НОАА-8	23.06.81
Япония	«Химавари-2»	11.08.81
Индия	«Бхаскара-2»	20.11.81
СССР	«Метеор-2»	25.03.82
	«Метеор-2»	15.12.82
США	«Лэндсат-4»	16.07.82
	ДМС	21.12.82

¹ ЕЦКО — европейский центр космических операций.

99,0	103,5	917	970
98,7	101,6	811	857
	Стационарная орбита		
98,7	101,2	830	850
99,8	107,2	1050	1100
98,0	97,4	628	656
81,2	102,3	857	908
98,8	101,0	820	838
50,7	95,2	512	557
98,8	102,2	860	865
81,2	102,6	877	904
98,0	97,3	589	678
81,2	102,4	868	906
	Стационарная орбита		
81,3	102,5	868	904
97,9	97,6	611	688
81,2	101,9	825	906
	Стационарная орбита		
98,5	Стационарная орбита 102,0	830	850
	Стационарная орбита		
50,7	95,2	514	557
82,5	104,2	954	976
81,3	102,0	836	904
98,6	98,6	689	696
88,7	101,4	814	845

ПРИНЯТЫЕ СОКРАЩЕНИЯ

АПТ	-- АРТ (Automatic Picture Transmission — автоматическая передача снимков)
АТС	-- АТС (Application Technology Satellite — прикладной технологический спутник АТС)
ГОЕС	-- GOES (Geostationary Operational Environmental Satellite — эксплуатационный стационарный спутник для исследования окружающей среды)
ИКИС	-- IRIS (Infrared Interferometer Spectrometer — инфракрасный интерференционный спектрометр)
«Метеосат»	-- Meteosat (Meteorological Satellite — метеорологический спутник)
НОАА	-- NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration — Национальное управление по исследованию океана и атмосферы)
СИКС	-- SIRS (Satellite Infrared Spectrometer — спутниковый инфракрасный спектрометр)
СИНАП	-- SINAP (Satellite Input to Numerical Analysis and Prediction — применение спутниковых данных в численном анализе и прогнозе)
СМС	-- SMS (Synchronous Meteorological Satellite — геостационарный метеорологический спутник)
ТАЙРОС	-- TIROS (Television Infrared Observation Satellite — телевизионные и инфракрасные наблюдения со спутников)
ТОС	-- TOS (Tiros Operational System — оперативная система ТАЙРОС)
РТВ	-- THIR (Temperature Humidity Infrared Radiometer — инфракрасный радиометр для определения температуры и влажности)
УРОВР	-- AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer — усовершенствованный радиометр очень высокого разрешения)
СФФК	-- FWS (Filter Wedge Spectrometer — спектрометр с фильтром и фотометрическим клином)
ЭССА	-- ESSA (Environmental Sciences Services Administration — Управление по исследованию околоземного пространства).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Анекеева Л. А., Соловьева И. С. Об определении скорости ветра по снимкам с геостационарного спутника.— Труды ГосНИЦИПР, 1980, вып. 7.
- Астапенко П. Д. Атмосферные процессы в высоких широтах южного полушария.— М.: Изд-во АН СССР, 1960.
- Баранов А. М. Облака и безопасность полетов.— Л.: Гидрометеоздат, 1983.
- Баранов А. М., Солонин С. В. Авиационная метеорология.— Л.: Гидрометеоздат, 1981.
- Башаринов А. Е., Гурвич А. С., Егоров С. Т. Радиоизлучение Земли как планеты.— М.: Наука, 1974.
- Башаринов А. Е., Митник Л. М. Особенности поля влажности над океанами по данным радиометрических измерений с ИСЗ «Космос-243».— Метеорология и гидрология, 1970, № 12.
- Безуглый И. М. Новое из анализа фотоизображений облачности ИСЗ и особенности развития облачных систем над океанами.— Вестник ЛГУ, 1979, № 24.
- Белич Р. Ю., Семилетов В. И., Фролов А. В. Результаты измерения поляриационных характеристик излучения подстилающей поверхности со спутника «Метеор».— В кн.: Радиофизические исследования атмосферы.— Л.: Гидрометеоздат, 1977.
- Белов П. Н. Численные методы прогноза погоды.— Л.: Гидрометеоздат, 1975.
- Белов П. Н., Бурцев А. И., Уткин Е. Ф. Многоуровневая схема четырехмерного численного анализа геопотенциала с применением данных дистанционного зондирования атмосферы со спутников.— Труды ГосНИЦИПР, 1978, вып. 9.
- Берестовский И. Ф., Викторов С. В. Роль перспективных космических систем в выполнении океанографического раздела Всемирной программы исследования климата.— Метеорология и гидрология, 1981, № 10.
- Биненко В. И., Мелентьев В. В. Некоторые результаты одновременных самолетных измерений радиояркостной температуры и микроструктуры осадков в период проведения АТЭП.— Труды ГГО, 1976, вып. 371.
- Богородский В. В., Козлов А. И., Тучков Л. Т. Радиотепловое излучение земных покровов.— Л.: Гидрометеоздат, 1977.
- Болдырев В. Г., Катальникова А. Н. Некоторые результаты определения высоты верхней границы облаков по спутниковым измерениям инфракрасной радиации.— Труды ГМИЦ СССР, 1971, вып. 73.
- Бурлуцкий Р. Ф. О причинах взрывного начала и границах распространения летнего муссона в Индийском океане.— Метеорология и гидрология, 1974, № 9.
- Бурлуцкий Р. Ф. Атмосферные возмущения над Атлантикой в районе АТЭП по данным геостационарного спутника.— В кн.: ТРОПЭКС-74.— Л.: Гидрометеоздат, 1976, т. 1.
- Бурцев А. И., Мостовой Г. В., Хамарин В. И. Алгоритм и особенность программы, численного анализа относительного геопотенциала.— Труды ГосНИЦИПР, 1980, вып. 7.
- Бушуев А. В., Волков Н. А., Лошилов В. С. Атлас ледовых образований.— Л.: Гидрометеоздат, 1974.

- Бушуев А. В., Лошилов В. С. Географическая привязка телевизионных снимков метеорологических искусственных спутников Земли.— В кн.: Метеорологические исследования.— М.: Наука, 1975, № 20.
- Вельтищев Н. Ф. Динамическая классификация мезомасштабных конвективных облачных систем.— Труды ГосНИИПИР, 1977, вып. 4.
- Вельтищев Н. Ф., Геохланян Т. Х. Ячейковая конвекция: лабораторные эксперименты и наблюдения в атмосфере.— Труды Гидрометцентра СССР, 1974, вып. 132.
- Вельтищев Н. Ф., Желнин А. А. Конвективное движение в воздушном потоке, изменяющем направление с высотой.— Метеорология и гидрология, 1976, № 4.
- Ветлов И. П. Результаты исследований в области спутниковой метеорологии.— В кн.: Проблемы современной гидрометеорологии.— Л.: Гидрометеоздат, 1977.
- Ветлов И. П. Космическая система «Метеор» на службе гидрометеорологии.— Исследование Земли из космоса, 1980, № 2.
- Винниченко Н. К., Доброзраков А. Д. Использование телевизионной информации МИСЗ для аэрологических целей.— Труды ЦАО, 1976, вып. 117.
- Воробьев В. И., Фадеев В. С. Характеристики облачного покрова северного полушария по данным метеорологических спутников.— Л.: Гидрометеоздат, 1981.
- Галахов В. Л. Космические методы исследования океана: Учебное пособие.— Л., 1979.
- Герман М. А. Спутниковая метеорология. Ч. 1.— Л.: Изд-во ЛГМИ, 1971.
- Герман М. А. Спутниковая метеорология. Ч. 2.— Л.: Изд-во ЛГМИ, 1972.
- Герман М. А. Спутниковая метеорология.— Л.: Гидрометеоздат, 1975.
- Герман М. А., Белов П. Н., Назиров М. Лабораторный практикум по курсу «Космические методы исследования в метеорологии».— Л.: Изд-во ЛПИ, 1981.
- Герман М. А., Воробьев В. И., Добротворский А. Н. Некоторые аспекты использования лазерной техники на ИСЗ для зондирования атмосферы и подстилающей поверхности.— Межвуз. сб. (ЛГМИ), 1980, № 71.
- Герман М. А., Говердовский В. Ф. Некоторые вопросы автоматической обработки спутниковой инфракрасной информации.— Межвуз. сб. (ЛПИ), 1977, № 64.
- Герман М. А., Говердовский В. Ф., Добротворский А. Н. Исследование эффективности решения задачи метеорологического обеспечения межконтинентальных полетов с использованием данных МИСЗ.— Межвуз. сб. (ЛГМИ), 1979, № 70.
- Герман М. А., Степанов В. В. Особенности исследования космических сигналов при метеорологическом обеспечении полетов самолетов.— В кн.: Основные вопросы метеобеспечения гражданской авиации. Межвуз. тематический сб. науч. трудов. Л., 1982.
- Говердовский В. Ф. Статистический подход к решению проблемы автоматической обработки спутниковой информации для анализа и прогноза погоды.— В кн.: Применение статистических методов в метеорологии. Труды 2-го Всесоюз. совещания по применению статистических методов в метеорологии.— Л.: Гидрометеоздат, 1977.
- Горелик А. И., Пахомов Л. А. Состояние и перспективы аэрологических измерений со спутников.— Труды ЦАО, 1976, вып. 117.
- Гурвич А. С., Демин В. В., Домбковская Е. П. Использование спутниковых карт общего влагосодержания в синоптическом анализе.— Метеорология и гидрология, 1979, № 8.
- Дистанционные измерения параметров ледяного покрова/Под ред. А. В. Бушуева, Н. А. Волкова.— Труды ААНИИ, 1977, т. 343.
- Делеур М. С. Космические методы изучения снежного покрова Земли.— Л.: Гидрометеоздат, 1980.

- Домбковская Е. П., Митник Л. М. Комплексный анализ результатов измерений со спутников электромагнитного излучения в радио-, инфракрасном и оптической диапазонах.— Метеорология и гидрология, 1972, № 6.
- Домбковская Е. П., Озеркина В. В. Об определении интенсивности жидких осадков по СВЧ измерениям с ИСЗ.— Труды ГосНИЦИПР, 1980, № 7.
- Домбковская Е. П., Озеркина В. А., Скуратова И. С. Микроволновые поляризационные измерения с ИСЗ в диапазоне 0,8 см как дополнительное средство анализа облачности.— В кн.: Труды 4-го Всесоюз. совещания по радиометеорологии. М., 1978.
- Досов В. Н., Шустер Р., Ян Х. Точностные характеристики спектральных измерений спектрометром-интерферометром на ИСЗ «Метеор».— В кн.: Дистанционное зондирование атмосферы со спутника «Метеор».— Л.: Гидрометеоиздат, 1979.
- Зверев А. С. Синоптическая метеорология.— Л.: Гидрометеоиздат, 1977.
- Зуев В. Е. Прозрачность атмосферы для видимых и инфракрасных лучей.— М.: Сов. радио, 1966.
- Использование данных о мезомасштабных особенностях облачности в анализе погоды/Под ред. Н. Ф. Вельтищева.— Л.: Гидрометеоиздат, 1973.
- Израэль Ю. А. Гидрометеорология и контроль состояния природной среды.— В кн.: Проблемы современной гидрометеорологии.— Л.: Гидрометеоиздат, 1977.
- Исследование распределения и динамики морских льдов по телевизионным снимкам ИСЗ «Метеор». Временная инструкция.— Л.: Гидрометеоиздат, 1978.
- Карпов А. В., Успенский А. Б., Хамарин В. И. О восстановлении вертикальных профилей температуры с учетом различных условий спектральных измерений.— В кн.: Труды Междунар. симпозиума по спутниковой метеорологии.— Л.: Гидрометеоиздат, 1977.
- Качурин Л. Г. Электрические измерения аэрофизических величин.— М.: Высшая школа, 1967.
- Качурин Л. Г., Плотников В. И. О селекции теплового и нетеплового радиоизлучения при зондировании Земли со спутников.— Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1976, т. 12, № 9.
- Ковалев В. И. Пространственная и временная изменчивость спектра радиоярких температур и ядра интегрального уравнения в диапазоне 110—120 кГц.— Межвуз сб. (ЛПИ), 1977, № 64.
- Козлов В. П. Новые методы анализа информативности обратных задач радиационного зондирования.— Тезисы докладов 11-го Всесоюз. совещания по актинометрии. Ч. 6, Таллин, 1980.
- Кондратьев К. Я. Состояние и перспективы метеорологического дистанционного зондирования атмосферы со спутников.— Труды ГГО, 1978, вып. 415.
- Кондратьев К. Я. Метеорологическое зондирование подстилающей поверхности из космоса.— Л.: Гидрометеоиздат, 1979.
- Кондратьев К. Я. О метеорологической космической системе наблюдений в США.— Метеорология и гидрология, 1979, № 12.
- Кондратьев К. Я. Перспективы метеорологических наблюдений с орбитальных космических станций в США.— Исследования Земли из космоса, 1980, № 3.
- Кондратьев К. Я. Дистанционное зондирование атмосферы со спутников в период ПГЭП.— Метеорология и гидрология, 1981, № 4.
- Кондратьев К. Я., Тимофеев Ю. М. Термическое зондирование атмосферы со спутников.— Л.: Гидрометеоиздат, 1970.
- Кондратьев К. Я., Тимофеев Ю. М. Метеорологическое зондирование атмосферы из космоса.— Л.: Гидрометеоиздат, 1978.
- Копрова Л. И., Хамарин В. И. О применении метода линейной регрессии к задаче термического зондирования.— Труды Гидрометцентра СССР, 1974, вып. 148.
- Космическая фотосъемка и геологические исследования/Под ред. Г. Б. Голина, С. И. Стрельникова.— Л.: Недра, 1975.

- Кузнецов А. Д. Исследование точности определения влажности атмосферы с ИСЗ методом численных экспериментов.— Проблемы физики атмосферы, 1978, № 15.
- Кузнецов А. Д., Ковалев В. И. О совместном использовании прямых и косвенных измерений при термическом зондировании атмосферы.— Л.: Изд-во ЛПИ, 1979.
- Куприянов В. В., Прокачева В. Г. Спутниковая информация и изучение вод суши.— Л.: Гидрометеоздат, 1976.
- Максимов И. В., Саруханян Э. И., Смирнов Н. П. Океан и космос.— Л.: Гидрометеоздат, 1970.
- Малкевич М. С. Оптические исследования атмосферы со спутников.— М.: Наука, 1973.
- Марчук Г. И., Курбаткин Г. П. Физические и климатологические аспекты анализа и прогноза погоды.— Метеорология и гидрология, 1977, № 11.
- Математическое моделирование общей циркуляции атмосферы и океана/ Г. И. Марчук, В. П. Дымников, В. В. Залесный и др.— Гидрометеоздат, 1984.
- Матвеев Л. Т. Курс общей метеорологии. Физика атмосферы.— Л.: Гидрометеоздат, 1976.
- Мелентьев В. В., Рабинович Ю. И. Излучательная способность естественных поверхностей в микроволновом диапазоне.— Труды ГГО, 1976, вып. 371.
- Микроволновая дистанционная индикация запасов продуктивной влаги в почве/ К. Я. Кондратьев, Ю. И. Рабинович, Е. М. Шульгина, В. В. Мелентьев.— ДАН СССР, 1977, т. 233, № 5.
- Минина Л. С. Практика нефанализа.— Л.: Гидрометеоздат, 1970.
- Минина Л. С., Арабей Е. Н. Структура тропосферы в условиях тропического циклогенеза.— Метеорология и гидрология, 1979, № 12.
- Митник Л. М. Физические основы дистанционного зондирования окружающей среды.— Л.: Изд-во ЛГМИ, 1977.
- Митник Л. М., Озеркина В. В. Пространственные вариации поля радиоярких облачных образований по спутниковым измерениям.— В кн.: Труды 4-го Всесоюз. совещания по радиометеорологии. М., 1978.
- Мусаелян Ш. А. К вопросу об определении поля скоростей по измерениям на метеорологических спутниках.— Труды Гидрометцентра СССР, 1972, вып. 104.
- Мусаелян Ш. А. О восстановлении поля H_{500} по данным метеорологических спутников в околополярных областях.— Межвуз. сб. (ЛПИ), 1977, № 64.
- Назирова М. Л. Лед из взвесей как гидродинамические трассеры.— Л.: Гидрометеоздат, 1982.
- Неронова Г. Ю. Веерообразная структура облачности как признак циклогенеза.— Труды ГосНИЦИПР, 1976, вып. 1.
- Обухов А. М. О статистических ортогональных разложениях эмпирических функций.— Изв. АН СССР. Сер. геофизика, 1960, № 3.
- Озерова Г. М. Особенности эволюции облачного поля южных циклонов.— Труды ГосНИЦИПР, 1977, вып. 6.
- Опыт сопоставления спутниковых и наземных данных об облачности/Л. Ф. Дюбюк, Б. М. Березин, Т. Н. Бибилова, Е. В. Журба.— Метеорология и гидрология, 1975, № 3.
- Павлов Н. Ф. Аэрология, радиометеорология и техника безопасности.— Л.: Гидрометеоздат, 1980.
- Панин Б. Д. Об использовании спутниковой информации для анализа поля ветра.— Труды ЛПИ, 1976, вып. 61.
- Панин Б. Д., Степаненко В. Д. О дистанционном определении давления (геопотенциала) со спутников.— Труды ГГО, 1976, вып. 371.
- Пахомов Л. А., Трофимов Е. М. О возможности восстановления профиля температуры в атмосфере по измерениям профиля яркости атмосферы со спутника.— Труды ГосНИЦИПР, 1977, вып. 3.

- Плохенко Ю. В., Успенский А. Б. Об одном итерационном алгоритме задания обратной задачи термического зондирования атмосферы.—Труды ГосНИЦИПР, 1978, № 9.
- Поляков А. В., Тимофеев Ю. М. Эффективный алгоритм прямого расчета функций пропускания и примеры его использования.—В кн.: Дистанционное зондирование атмосферы со спутника «Метеор».—Л.: Гидрометеоздат, 1979.
- Попова Т. П., Федорова Н. И. Использование снимков облачности с ИСЗ для анализа осадков.—Труды Гидрометцентра СССР, 1975, вып. 165.
- Рабинович Ю. И., Щукин Г. Г. Определение содержания водяного пара в атмосфере по измерению микроволнового излучения.—Труды ГГО, 1968, вып. 222.
- Рамедж К. Метеорология муссонов.—Л.: Гидрометеоздат, 1976.
- Риль Г. Тропическая метеорология.—М.: Изд-во иностр. лит., 1963.
- Руководство по использованию спутниковых данных в анализе и прогнозе погоды/Под ред. И. П. Ветлова, Н. Ф. Вельтицева.—Л.: Гидрометеоздат, 1982.
- Румянцев П. А. Космическая система «Метеор».—М.: Знание, 1983, № 10.
- Селиванов А. С., Тучин Ю. М. Радиотелевизионный комплекс спутников «Метеор» для исследования природных ресурсов Земли.—Исследование Земли из космоса, 1981, № 5.
- Семенов Е. К. Некоторые особенности внутритропической зоны конвергенции по наблюдениям с метеорологических спутников.—Метеорология и гидрология, 1975, № 2.
- Синоптический анализ снимков облачного покрова, получаемых с ИСЗ/Под ред. Т. П. Поповой.—Л.: Гидрометеоздат, 1976.
- Сонечкин Д. М. Метеорологическое дешифрирование космических снимков Земли (количественные методы).—Труды Гидрометцентра СССР, 1972, вып. 98.
- Спектрометр-интерферометр на ИСЗ «Метеор»/Д. П. Закатов, Ф. Кемпе, Л. А. Пахомов и др.—В кн.: Дистанционное зондирование атмосферы со спутника «Метеор».—Л.: Гидрометеоздат, 1979.
- Спектрометрические исследования природной среды в видимом диапазоне с орбитальной научной станции «Салют-4»/Б. И. Беляев, Г. М. Гречко, А. А. Губарев и др.—Прикладная спектроскопия, 1978, т. 29, № 6.
- Средиземноморские циклоны в поле облачности/Т. П. Попова, Т. Рункану, Т. Тэнчер, В. Шаров.—Л.: Гидрометеоздат, 1975.
- Тараканов Г. Г. Тропическая метеорология.—Л.: Гидрометеоздат, 1980.
- Тимофеев Ю. М. Использование инфракрасного и микроволнового уходящего излучения для определения вертикального профиля влажности атмосферы.—Проблемы физики атмосферы, 1974, вып. 12.
- Тимофеев Ю. М. Физические основы оперативной системы термического зондирования атмосферы.—Проблемы физики атмосферы, 1974, вып. 12.
- Тимофеев Ю. М., Яковлева А. А. Влияние погрешностей в задании радиационной модели атмосферы на точность термического зондирования с МИСЗ.—Межвуз. сб. (ЛГМИ), 1970, № 70.
- Хандожко Л. А. Метеорологическое обеспечение народного хозяйства.—Л.: Гидрометеоздат, 1981.
- Царькова А. М., Озерова Г. М., Горбенко Л. П. Взаимосвязь струйных течений на снимках облачности с максимальным ветром по аэрологическим данным.—Труды ГосНИЦИПР, 1980, вып. 7.
- Шифрин К. С., Рабинович Ю. И., Щукин Г. Г. Исследование поля микроволнового излучения в атмосфере.—Труды ГГО, 1968, вып. 222.
- Шифрин К. С., Черняк М. М. Поглощение и рассеяние микроволн в осадках.—Труды ГГО, 1968, вып. 222.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Автономный пункт приема спутниковой информации 128, 143
Азимут антенны 185, 186
— вектора абсолютной скорости спутника 16
— орбиты 36, 39
Альbedo среднее воды 193
— — облаков 192
— — подстилающей поверхности 194
Анализ изображений визуальный 11, 197
— синоптических карт 239, 249
Аномалия истинная 24
— средняя 25
— эксцентрическая 24
Антенна приемная 141
— спиральная 143
Антициклоническая кривизна 246
Антициклоны 262
Аппаратура инфракрасная 115
— научная 111
— микроволновая 119
— служебная 124
— спектрометрическая 117
— телевизионная 112
Атмосферные фронты 243
Аэродинамические рули 17
Аэродинамическое торможение 17
- Барические образования 250
Батарея атомная 130
— никель-кадмиевая 130
— солнечная 130
— химическая 130
Безлесная равнина 226, 229
Береговая линия гористого побережья 233
— равнинного побережья 234
Блик 225
Болометр 117
— иммерсионный 117
— полупроводниковый 117
Большая полуось орбиты 23
- Вековые возмущения орбиты 28
Вертикаль местная 124
Вертикальный масштаб атмосферы 34
Вертикальный профиль ветра 275, 328
— — водяного пара 101
— — озона 101
— — температуры 89
Вертикальный сдвиг ветра 316
Верхняя граница облаков 85
Влагосодержание атмосферы 196, 223
Влияние на движение ИСЗ нецентральнойности поля тяготения 31
— — поля тяготения Луны, Солнца 35
— — светового давления 35
— — сопротивления атмосферы 33
Возмущающие силы 28
Возмущения вековые и периодические 28
— долгопериодические 28
— короткопериодические 28
Возмущенное движение 28
- Время существования спутника 36
Всемирная метеорологическая организация 12, 201
Вторичный облачный вихрь 281
Высота апогея 22
— орбиты 21, 37
— перигея 22
— полета спутника 37, 40
- «Глаз бури» 304, 309
Градации количества облачности 201, 212
Границы однородных облачных полей 201
Гористая суша 225, 228
Горная местность 225, 229
- Давление световое 35
Данные глобальные 128
— инфракрасные 168
— микроволновые 172
— орбитальные 110
— радиационные 170
— радиометрические 171
— спектрометрические 171
Двигатель ионно-плазменный 126
Движение кеплерово 21
Движение спутника возмущенное 28
— невозмущенное 15
— эллиптическое 21
Демаскирующие признаки 225
— ледяного покрова 234
— объектов суши 225
Детектор синхронный 115
Дешифрование снимков 201, 225
Дешифровочные признаки 197
Диаграмма направленности антенны 183
— слежения 185
Дистанционное зондирование 45
— активное 47
— пассивные 46
Договор 13
Долгота восходящего узла 22
— подспутниковой точки 43
— спутника 42
- Закон Кеплера 24, 26, 27
— смещения Вина 52
— Ньютона 19
Зенит 43
Зеркало сканирующее 110
— собирающее параболическое 115
— сферическое 115
Зона дивергенции 326
— конвергенции 326
— облачности 201
— тропическая 290
Зондирование дистанционное 117
— термическое 117
- Излучение длинноволновое 64
— инфракрасное 64
— космоса 115
— системы Земля—атмосфера 115

- тепловое 194
- уходящее 61
- электромагнитное 46
- Измерения радиационные** 115
 - спектрометрические 117
- Изображения инфракрасные** 168, 194
 - черно-белые 167
- Интенсивность излучения** 53
- Информация метеорологическая** 161
 - спутниковая 161
- Искажения геометрические** 189
 - неллинейные 189
 - перспективные 189
- Канал связи** 127
- Карты меркаторской и стереографической проекции** 171
 - нефанализа 236
 - погоды 239
 - прогноза эволюции облачных образований 289
 - радиационные 171
 - синоптические 239, 245, 246, 247
- Каталоги координат спутника (эфемериды)** 15
- Категории тропического циклона** 308, 310
- Кинетическая энергия циклона** 311
- Конвенция** 14
- Контраст изображения** 197
 - объекта 196
- Контрастная чувствительность глаза** 201, 203
- Концентрация поглощающего вещества** 69—75
- Координатные сетки** 173, 183
- Координаты географические** 172
 - геоцентрические 176
 - локальные 176
 - подспутниковой точки 175
 - полярные 23
- Коэффициент баллистический** 33
 - излучительной способности 51
 - лобового сопротивления 33
 - поглощения 55
 - излучения 55
 - рассеяния 55
 - ослабления 56
 - Фурье 330
- Крупные горные хребты и ледники** 225, 228
- Ледовая разведка** 11
 - Линия апсид 22
 - береговая 233
 - узлов 22
 - шквала 249
- Макроструктура изображения** 200
- Мезомасштабные гряды облачности** 316, 320
 - облачные вихри 321
- Мезоструктура изображения** 200
 - облачности 200, 312
 - мезовихрей 321
 - полосная 317
 - спиралевидная 321
 - ячеистая 313
- Метеорологическая космическая система «Метеор»** 132, 144
 - — — ТОС (НОВАА) 147
- Методы дешифрирования** 201
 - итерационный 78
 - регрессионный 79
 - статистической регуляризации 78
 - оскулирующих элементов 29
 - стабилизации 125
 - — — активные 126
 - — — пассивные 125
 - — — статистические
- Миделсево сечение** 33
- Мировые метеорологические центры** 13
- Модулятор двухсторонний** 115
 - подвижный 115
- Надир** 43
- Наклонение орбиты** 22
- Научно-технические возможности** 10
- Национальное управление США по аэронавтике и исследованию космического пространства** 147
- Нецентральность поля тяготения** 31
- Нилас** 235
- Облачность внутритропической зоны конвергенции (ВЗК)** 291
 - волнистая 323
 - кучево-дождевая 208
 - кучевообразная 202
 - перистообразная 211
 - слонсто-кучевообразная 207
 - слонстообразная 203
 - струйных течений 263
 - фронтальной волны 253
 - фронтов 243
 - — вторичного 249
 - — окклюзии 247
 - — стационарного 247
 - — теплого 246
 - — холодного 244
 - циклонов 253
 - — молодого 255
 - — окклюдированного 225
 - — окклюдирующего 257
 - — развитого 255
- Облачные вихри** 250
 - — «вторичные» 281
 - — циклонов 250
- Облачные массы** 241
 - — муссонного происхождения 311
 - — —, не имеющие четкой формы 291.
- Облачные полосы** 243
 - — поперечные 316
 - — продольные 316
- Облачные системы конвективных ячеек** 313
 - — мезомасштаба 200, 312
 - — тропических циклонов 297, 306
- Облачные ячейки** 200, 313
 - закрытые 200, 313
 - открытые 200, 313
- Обмен метеорологической информацией** 13
- Обработка радиационных данных** 170
- Объединенная классификация тропических возмущений и циклонов** 306
- Озера** 226, 229
- Окно прозрачности** 73
- Орбита квазигеосинхронная** 28
 - квазисплярная 37, 39
 - кеплеровая 21
 - круговая 26, 37
 - наклонная 37
 - оскулирующая 29
 - полярная 37
 - расчетная 186
 - солнечно-синхронная 39
 - стационарная 28
 - экваториальная 37
 - эллиптическая 37
- Орбитальная плоскость спутника** 20, 23
- Ориентация трехосная** 124
- Оскулирующие элементы** 43
- Острова отдельные** 225, 228
- полярных морей 225, 228
- Оценка водозапаса облаков** 172
 - Поповой 276, 285
 - Сиборга Г. 12

- направления перемещения циклонов 283
- перемещения облачной полосы 273
- эволюции циклонов и фронтов 268, 276, 283, 289
- Ошибки привязки 189

- Панели солнечных батарей 130, 133, 150
- Параметр Корнолиса 290, 331
 - фокальный 23
 - эллипса 21
- Параметры телевизионной аппаратуры 112
- Первичная обработка информации 172
- Первичные формы льда 234
- Перестройка атмосферных процессов 287
- Перигей орбиты 21
- Период обращения 27
 - звездный 27
 - сидерический 27
 - сканирования 112, 116
- Перспективы автоматизации дешифрирования 11
 - развития спутниковых измерений 123
- Планшет 183
- Показатели изображения 161, 166
- Поле ветра 317, 328
 - геопотенциала 330
 - притяжения нормальное 17
 - тяготения 17
- Поля битых льдов 234
- Постоянная тяготения 18
- Потенциал доподлинительной силы притяжения Земли 31
- Поток лучистый 50
- Преобразователь светозлектрический 112
- фотоэлектронный 112
- Процессия восходящего узла 31
 - орбиты 31
- Привязка снимков 172, 183
 - временная 172, 183
 - географическая 172, 183
- Признаки возникновения циклонов 276
- Прогнозирование 128, 140
 - долгосрочное 128, 140
 - краткосрочное 128, 140
 - прогнозы локальные 128, 140
- Продолжительность существования спутника 36
- Проекция апогея 21
 - возмущающего ускорения 29
 - восходящего узла 21
 - нисходящего узла 21
 - перигея 21
 - спутника 42
- Прямое восхождение 21
- Пункт приема информации 128, 140

- Равнинная суша 225
- Радиация длинноволновая 58, 64
 - уходящая 64
- Радиометр 115
 - двухканальный 116
 - инфракрасный 115
 - многоканальный 149
 - пятиканальный 149
 - сканирующий 115, 149
- Режим АПТ 147
 - ЗУ 112, 115
 - НП 112, 115
- Реки 226, 229
- Речные долины 226, 229

- Связи телеграфные 128
 - факсимильные 128
- Сила подъемная 16
 - притяжения 17
 - к Земле 17
 - Луны, Солнца 35
 - сопротивления атмосферы 33
 - тяги 16
- Силы аэродинамические 16, 17
- взаимного притяжения 28
- гравитационного притяжения 28
- действующие на космический комплекс 28
 - — —, возмущающие 28
 - — —, мгновенные (импульсные) 28
 - — —, постоянно действующие 28
- Система автоматической передачи изображений 147
 - автономная 128
 - инфракрасная 115
 - координат 18
 - геоцентрическая 175
 - гравитическая 176
 - декартова 18
 - полярная 23
 - промежуточная 175
 - прямоугольная 18, 175
 - фототриграмметрическая 175
 - экваториальная 21
 - вторая 21
 - локальная 175
 - непосредственной передачи изображений 111
 - оптическая 113
 - сбора и регистрации спутниковой информации 128
 - стабилизации 124
 - стабилизации и ориентации 125
 - радиотелеметрическая 127
 - телевизионная 112
 - управления движением 124
 - централизованная 128
 - экспериментальная космическая 132
 - электрооборудования 129
- Склонение 23
 - перигея 23
- Скорость вторая космическая (освобождения, параболическая) 26
 - космического комплекса 17
 - линейная 38
 - первая космическая (круговая) 26
 - торможения (идеальная, характеристическая) 17
- Соглашение 12, 14
- Сотрудничество 13
 - двухстороннее 13
 - советско-французское 13
 - стран социалистического содружества 12
- Спектральная чувствительность 118
- Спектрометр 118
 - дифракционный сканирующий 154
 - ультрафиолетовый 154
- Спутники 132, 146
 - «Авангард» 146
 - «Бхаскара» 157
 - высокоорбитальные 156, 157, 159
 - геосинхронные 156, 157, 159
 - геостационарные 156, 157, 159
 - ГОЕС 156
 - ДМС 151
 - естественные 28, 35
 - «Космос» 132
 - «Метеор» 132, 135
 - «Метеор-природа» (экспериментальный) 137
 - метеорологические 132, 146
 - «Метеосат» 159
 - «Лэндсат» 154
 - надземные 35
 - неперiodические 38
 - низкоорбитальные 38
 - «Нимбус» 152
 - NOAA 148
 - обратные 38
 - оперативные 132, 135

- прямые 38
- советские 132
- стационарные 28, 156, 159
- США 146
- ТАИРОС 147
- экваториальные 156, 159
- экспериментальные 137
- «Эксплорер» 146
- ЭССА 147
- «Эхо» 35
- Спутниковая метеорология 10
- Стабилизация спутников 125
- Стадии тропического циклона 299, 307
- Стратификация атмосферы 314
- Структура изображения 197
 - ветвистая 229
 - пятнистая 228
 - сетчатая 228
 - трещинообразная 229.
- Струйные течения 263
- Схема сбора и распространения спутниковой информации 128
- Съемка инфракрасная 194
 - поэлементная 111
- Тайфун 304
- Текстура изображения 198
 - волокнистая 200
 - дендритовая 200
 - зернистая 199
 - матовая 199
- Температура атмосферы 274, 314, 332
 - верхней границы облаков 85
 - подстилающей поверхности 80
 - радиационная 53
 - радиояркостьная 53
 - точки росы 274, 332
- Тон изображения 197
- Точка апогея 22
 - весеннего равноденствия 21
 - окклюзии 255
 - перигея 22
 - подспутниковая 43
- Траектория полета 15
 - баллистическая 17
 - эллиптическая 23
- Трансформация излучения 54
- Тропическая депрессия 302
- Тропический циклон 297
 - Аравийского моря 304
- Тропический шторм 303
 - Флосси 298
- Тропическое возмущение 302
- Угловая высота спутника 185
- Угол геоцентрический 185
 - зрения 112
 - сканирующего радиометра 112
 - спектрометра 112
 - истинной аномалии 23
 - наклона вектора скорости к горизонту 16
 - наклона орбиты 22
 - полярный 21
 - склонения 23
- Уравнение движения спутника 17
 - Кеплера 25
 - переноса излучения 54
 - Фредгольма 76
 - эллипса 23
- Ураган (тайфун) 299, 304
 - Винди 34
- Усилитель антенный 144
- Ускорение возмущающее 30
- Устройство запоминающее 113, 141
 - контроля и настройки наземной ТВ аппаратуры 113
 - контроля и программирования работы бортовой ТВ аппаратуры 131
 - магнитное запоминающее 129
 - приемное 113
 - промежуточного запоминания информации 113
 - с оптико-механической разверткой изображения 112
 - управления и работы бортовой аппаратуры 131
 - усиления и преобразования ТВ сигнала 113
 - фоторегистрирующее 113, 128
 - фотохимической обработки 113, 129
- Участки траектории спутника 16
- Фильтр интерференционный 115
 - оптический 115
- Фокус эллипса 23
- Формула Вина 52
 - Рэлея—Джинса 53
 - Планка 51
- Фотомонтаж снимков 236
- Фотоумножитель 113
- Фронты 243
- Функция Бесселя 34
 - ковариационная 78
 - передаточная 85
 - Планка 51
 - пропускания 60
- Целеуказания 186
 - стандартные 187
- Циркуляция антициклоническая 246
 - бризовая 327
 - циклоническая 245
- Ширина полосы обзора 111
- Широта подспутниковой точки 43
- Шлейф перистых облаков 276
- Эволюция тропических циклонов 302
 - циклонов и фронтов 267
- Экономический эффект 12
- Эксцентриситет 23
- Элементы орбиты спутника 21
- Эллипсоид общий земной 31
- Эфемериды 15
- Эффект 12
 - доплеровского сдвига 67
 - фёновыи 322
- Эффективность метода 274, 285
- Яркостный контраст 190
- Яркость изображения 190
 - дымки 191
 - объекта 190
 - фона 192

Михаил Александрович Герман

КОСМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ В МЕТЕОРОЛОГИИ

Редактор В. И. Кузьменко. Художник В. В. Бабанов.
Художественный редактор Б. А. Денисовский. Технический редактор М. И. Брайнина.
Корректор Л. А. Сандлер

ИБ № 1643

Сдано в набор 01.08.84. Подписано в печать 29.12.84. М-44168. Формат 60×90¹/₁₆. Бумага тип. № 1. Литературная гарнитура. Печать высокая. Печ. л. 22,25. Кр.-отт. 22,5. Уч.-изд. л. 23,27. Тираж 3220 экз. Индекс МОЛ-177. Заказ № 260. Цена 1 р. 20 к.
Гидрометеиздат. 199053. Ленинград, 2-я линия, д. 23.

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, г. Ленинград, Прачечный переулок, 6.