

**Н. Ф. Вельтищев,  
Б. А. Семенченко**

# **Дистанционные методы измерений в гидрометеорологии**



**Издательство Московского университета**

МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ  
им. М.В.ЛОМОНОСОВА

---

Географический факультет

**Н. Ф. Вельтищев,  
Б. А. Семенченко**

**Дистанционные методы измерений  
в гидрометеорологии**

Учебное пособие

Издательство Московского университета  
2005

При реализации этих методов датчики не имеют непосредственного контакта со средой, а фиксируют характеристики спектральной плотности энергетической яркости исследуемого объекта, среды: отраженного, рассеянного и пропущенного объектом или средой излучения иных источников, например, Солнца, звезд, либо отражение, рассеяние или поглощение специального зондирующего сигнала.

В том случае, когда измерительная система имеет собственный излучатель электромагнитных волн и определяется их трансформация под влиянием облучаемого объекта, имеет место использование метода *активной локации*. Методы активной локации позволяют обнаружить местонахождение и характеристики облачности, осадков, торнадо и т. п. Эти методы, как известно, являются основополагающими в организации диспетчерских служб воздушного и водного транспорта.

В том случае, когда измерительная система снабжена лишь приемником излучения и не посылает в сторону исследуемого объекта специального зондирующего сигнала, используют метод *пассивной локации*.

Один из основополагающих принципов пассивной локации базируется на зависимости спектральной плотности энергетической яркости собственного излучения отдельных компонентов природной среды от их температуры и физических свойств. Зная заранее концентрацию того или иного излучателя (или определив ее независимым способом), на основании законов переноса излучения в среде можно получить информацию о температуре излучателя и, считая, что он находится со средой в состоянии температурного равновесия, определить температуру среды, либо, если из независимых источников известна температура среды, можно определить концентрацию в ней излучающего вещества.

Вторым базовым принципом пассивной локации является связь спектральной плотности энергетической яркости отражательной способности от свойств различных природных объектов, а также от их состояния, характера растительных сообществ, степени волнения морской поверхности, от наличия на суше или водосмах льда, снега, а в воде – минеральных или органических взвесей и т. д.

В случае активной локации система дистанционных измерений имеет излучатель (передатчик), посылающий импульсы электромаг-

нитного излучения определенной частоты на интересующий исследователя объект или в исследуемую среду. Этот импульс, взаимодействуя со средой и объектом, поглощается, рассеивается, и на приемник поступает излучение, содержащее информацию о свойствах среды. Зная законы переноса излучения в данной среде, по полученному рассеянному (отраженному) сигналу можно получить информацию о состоянии и свойствах среды. Поскольку в этом варианте локации измерительная система включает подсистему излучения, создающую зондирующий сигнал, ее называют системой активной локации.

Методы активных и пассивных дистанционных измерений состояния атмосферы или гидросферы базируются на применении законов излучения, отражения и рассеяния электромагнитных волн.

Развитие современных дистанционных методов измерений в гидрометеорологии обусловлено прежде всего необходимостью создания систем для определения физического состояния атмосферы, океана и водных источников, обладающих необходимым для решения практических задач пространственным и временным разрешением. Системы контактных измерений, функционирующие в настоящее время, требуют больших материальных затрат и не охватывают всю земную поверхность, оставляя огромные территории в виде белых пятен.

Мировому метеорологическому сообществу удастся поддерживать наблюдательную систему, обеспечивающую оперативное поступление информации примерно с 2000 наземных станций и 700 пунктов радиозондирования атмосферы. Сеть этих станций крайне неравномерна. Малонаселенные районы суши покрыты очень редкой наблюдательной сетью и она, для должного слежения за состоянием атмосферы, оказывается недостаточной.

С измерениями в океане дела обстоят еще хуже: количество дрейфующих буев, дающих информацию, в основном, о приземном слое атмосферы и поверхности океана, исчисляется сотнями, а буев заякоренных, обеспечивающих зондирование океана до глубины 1–2 км, – десятками.

Вследствие дороговизны система контактных измерений в последние десятилетия практически перестала расти, поэтому возникла необходимость поиска новых средств.

используется принцип, когда спутник, перемещаясь по орбите, стабилизируется по трем осям, а в пространстве перемещаются только датчики.

В системах наземного базирования сканирование пространства осуществляется чаще всего вдоль конусов. Конические поверхности образуются фиксацией угла места и последующим круговым сканированием, что позволяет заполнить измерениями некоторый цилиндрический объем.

Все современные методы дистанционных измерений параметров атмосферы, гидросферы, побережий, поверхности суши, континентальных и плавучих льдов базируются на анализе волновых процессов и характеристик электромагнитных или механических волн, генерируемых объектом исследования, или волн, исходящих от независимых источников и преобразуемых на объекте путем отражения, рассеяния, частичного или полного поглощения.

Принципиальное значение в дистанционных методах измерений имеет анализ условий возникновения или трансформации электромагнитного излучения различных частот, естественного происхождения или искусственного – сформированного операторами путем применения различных технических устройств и направляемого на исследуемый объект.

Несмотря на то, что интересны процессы распространения практически всего спектра электромагнитного излучения, как правило, основное внимание уделяется его отдельным участкам, например, *полосам поглощения*, *“окнам прозрачности”* и т. д.

Каждая полоса поглощения, как мы знаем, представляет собой участок спектра, в котором известными газами, перманентно входящими в состав атмосферного воздуха, либо являющимися его примесями (загрязнителями), интенсивно поглощается лучистая энергия. Поглощение лучистой энергии в конкретной полосе, прежде всего, подтверждает факт наличия данного вещества в исследуемой среде, например озона в приземном слое атмосферы. Характер поглощения в полосе содержит информацию о параметрах состояния поглощающего ингредиента: его температуре и парциальном давлении.

Наибольшую информацию, таким образом, содержат материалы дистанционных измерений спектральной плотности энергетической яркости излучения, прошедшего сквозь атмосферу, и излученного или отраженного объектом.

Все это относится и к гидросфере, где лучистая энергия также отражается, поглощается, рассеивается. Отражение лучистой энергии имеет место и на границе раздела “воздух–вода”. Количественные характеристики этих процессов содержат много ценной информации об атмосфере и гидросфере.

Вне полос поглощения влияние среды на перенос излучения в ней минимально. Это обстоятельство позволяет, выполняя измерения в соответствующих спектральных интервалах, получать информацию об объектах, как находящихся в самой среде, так и за нею, наблюдая объект сквозь нее.

Для характеристики интервала или определенного участка спектра используются как объективные величины – длина волны, частота, так и некоторые условные, определяемые, например, для видимого человеком спектрального интервала по названиям соответствующих цветов.

Шкалу электромагнитного излучения принято делить на три участка:

- *невидимое* человеком *ультрафиолетовое* излучение (длина волны короче 0,39 мкм);
- *видимое* человеком излучение – *свет* (длина волн от 0,39 до 0,76 мкм);
- *невидимое* человеком *инфракрасное* излучение (длина волны 0,76 мкм и более).

Инфракрасное излучение детально описано в 1800 г. В. Гершелем. Коротковолновая граница области инфракрасного излучения определена точно – 0,76 мкм, а длинноволновая, граничащая с радиоизлучением, условна: 500–1000 мкм.

Неопределенность верхнего волнового предела инфракрасной радиации объясняется тем, что спектральная плотность энергетической яркости в инфракрасной области спектра при фиксированной (постоянной) температуре убывает плавно и медленно. Она, в соответствии с законом Планка, асимптотически приближается к нулю по мере роста длины волны. Закон Планка, как известно, описывает излучение абсолютно черного тела, а излучение реальных твердых тел ему подобно и отличается лишь на постоянный множитель.

В настоящее время с точностью, достаточной для решения большинства практических задач, положение границ различных

спектральных интервалов установлено с учетом чувствительности человеческого зрения к лучистой энергии в различных участках спектра.

В табл. 1 приведены сведения о волновых диапазонах, используемых в настоящее время при дистанционных измерениях гидрометеорологических величин.

Таблица 1

Диапазоны волн, используемых при дистанционных измерениях

Диапазон	Длина волны, метры
Гамма	менее $10^{-10}$
Рентгеновский	$10^{-10}$ – $10^{-8}$
Ультрафиолетовый	$10^{-8}$ – $0,4 \cdot 10^{-6}$
Световой (видимый)	$0,4 \cdot 10^{-6}$ – $0,76 \cdot 10^{-6}$
Ближний инфракрасный	$0,76 \cdot 10^{-6}$ – $2 \cdot 10^{-5}$
Дальний инфракрасный	$2 \cdot 10^{-5}$ – $10^{-3}$
Микроволновый	$10^{-3}$ – $10^{-1}$
Радио	$10^{-1}$ – $10^3$
Акустический	$10^3$ – $3 \cdot 10^5$

Для характеристики электромагнитных волн, а также волн, распространяющихся в других средах и на поверхности раздела исследуемых сред, используются, как известно, *длина волны, частота, реже волновое число.*

Длина волны  $\lambda$  измеряется в метрах и представляется, для удобства пользования, в виде дольных, либо кратных метру десятичных единицах (табл. 2).

Таблица 2

Приставки и множители для образования дольных, либо кратных десятичных единиц

Наименование	микро	милли	санти	деци	дека	гекто	кило	мега	гига
Множитель	$10^{-6}$	$10^{-3}$	$10^{-2}$	$10^{-1}$	10	$10^2$	$10^3$	$10^6$	$10^9$
Русское обозначение	мк	м	с	д	да	г	к	М	Г
Международное обозначение	$\mu$	m	с	d	da	h	k	M	G

Частота любого периодического процесса – число циклов в единицу времени – выражается в герцах (Гц), один цикл в секунду ( $c^{-1}$ ). Для удобства пользования, как и длина волны, частота представляется в виде дольных, либо кратных герцу десятичных единицах. Частота  $\gamma$  электромагнитных волн связана с длиной волны  $\lambda$  соотношением

$$\gamma = \frac{c}{\lambda}, \quad (1)$$

где  $c$  – скорость распространения электромагнитной волны, скорость света; в вакууме  $c = 3 \cdot 10^8$  м/с.

Поглощение лучистой энергии по всему спектральному диапазону и в конкретных его участках, характер ее рассеяния определяются содержанием в атмосфере постоянных и переменных газовых ингредиентов, содержанием и физическими свойствами аэрозолей, наличием техногенных загрязнителей. Спектральная плотность яркости водной поверхности зависит от содержания в водной толще минеральных и органических взвесей. Яркость водной поверхности в оптическом и в коротковолновом радиодиапазонах зависит от степени ее волнения, покрытости плавучим льдом, водной растительностью и др.

Измерения спектральной плотности энергетической яркости теплового излучения водной и земной поверхности позволяют дистанционно получать с высокой точностью данные об их температуре.

Рассеивающие свойства среды широко используются в методах активной локации, т. к. могут дать информацию о концентрации различных химических соединений и аэрозолей.

Рассмотрим дистанционные гидрометеорологические измерения, используемые в настоящее время в практике оперативной службы погоды, а также находящиеся в стадии экспериментальной проверки.

## Глава 1

### ФОРМИРОВАНИЕ ПОЛЕЙ РАДИАЦИИ. ИЗЛУЧЕНИЕ, ПОГЛОЩЕНИЕ И РАССЕЯНИЕ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ВОЛН

Известно, что все тела, имеющие температуру выше абсолютного нуля, излучают в окружающее их пространство *электромагнитную радиацию*.

Электромагнитная радиация распространяется со скоростью света от источника излучения элементарными дозами (квантами) в виде несущих энергию волн.

Энергия  $E$  световых квантов (фотонов) зависит, как установлено Планком, от частоты  $\gamma$ :

$$E = h\gamma, \quad (2)$$

где  $h = 6,6262 \cdot 10^{-34} \text{ Дж} \cdot \text{с}$  – постоянная Планка. Спектральная плотность энергетической яркости ( $E_{\lambda, T}$ ) идеального излучателя, т. е. способного излучать максимальное количество энергии при температуре  $T$ , зависит от его температуры и длины волны, в соответствии с законом Планка, так:

$$E_{\lambda, T} = \frac{2\pi c^2 h}{\lambda^5} \left( e^{\frac{hc}{\lambda T}} - 1 \right)^{-1}. \quad (3)$$

Здесь  $T$  – абсолютная (по шкале Кельвина) температура излучателя.

Идеальным излучателем является *абсолютно черное тело* – такой гипотетический объект, который полностью поглощает падающее на него излучение и излучает наибольшее возможное при его температуре количество энергии.

Максимум спектральной плотности энергетической яркости излучения абсолютно черного тела приходится, по закону Вина, на длину волны  $\lambda_{max}$  и зависит от его абсолютной температуры  $T$ :

$$\lambda_{max} = \frac{2898}{T} \text{ мкм}. \quad (4)$$

Суммарный или, как говорят, *интегральный поток* излучения абсолютно черного тела может быть вычислен по формуле Стефана–Больцмана:

$$E_T = \sigma T^4, \quad (5)$$

где  $\sigma = 5,67 \cdot 10^{-8} \frac{\text{Вт}}{\text{м}^2 \text{К}^4}$  – постоянная Стефана–Больцмана.

Если в уравнениях (3)–(5) известна левая часть, т. е. спектральная плотность энергетической яркости (3), либо интегральный поток излучения (5), или длина волны  $\lambda_{max}$ , на которую приходится максимум спектральной плотности энергетической яркости излучающего объекта, можно вычислить температуру излучателя  $T$ . Найденная по уравнениям (3)–(5) *температура* называется *радиационной*.

В практике дистанционных гидрометеорологических измерений для определения радиационной температуры пользуются измерениями энергетической яркости объектов ( $E_{\lambda, T}$ ,  $E_T$ ) приборами, размещаемыми на космических аппаратах, самолетах либо на наземных станциях.

В микроволновом диапазоне ( $\lambda \geq 5 \cdot 10^{-2} \text{ м}$ ) методами пассивной локации измеряется *радиояростная температура*.

Радиояростная температура определяется на основе частного случая закона Планка, известного как функция Рэлея–Джинса. В этой интерпретации закона Планка (3) учтено, что при больших значениях длин волн, начиная от микроволнового диапазона и далее ( $\lambda \geq 5 \cdot 10^{-2} \text{ м}$ ), экспонента в функции Планка становится пренебрежительно малой и появляется возможность, разлагая ее в ряд Тейлора, использовать аппроксимацию:

$$e^{\frac{hc}{\lambda T}} \approx 1 + \frac{2hc^2}{\lambda T}. \quad (6)$$

Теперь

$$E_{\lambda,T} = \frac{2hc^2T}{hc \lambda^4} \cdot K \quad (7)$$

Подставляя константы, имеем соотношение радиояркостной температуры  $T_\lambda$  и микроволнового излучения  $E_\lambda$ , где температура излучателя на длине волны  $\lambda$

$$T_\lambda = 1,208021 \cdot 10^5 E_\lambda \lambda^4. \quad (8)$$

Относительная излучательная способность определяется как доля  $\delta$  радиации  $E_p, E_{p,\Delta\lambda}$  излучаемой реальным объектом, от радиации  $E, E_{\Delta\lambda}$  излучаемой абсолютно черным телом при одной и той же температуре:

$$\delta = \frac{E_p}{E}; \quad \delta_{\Delta\lambda} = \frac{E_{p,\Delta\lambda}}{E_{\Delta\lambda}}. \quad (9)$$

Относительная излучательная способность может быть определена как для всего спектра излучения  $\delta$ , так и для ограниченного диапазона длин волн  $\delta_{\Delta\lambda}$ .

*Поглощательная способность* представляет собой отношение радиации, поглощенной поверхностью или объемом вещества к радиации, поступившей на них. Очевидно, что поглощательная способность, как и относительная излучательная способность абсолютно черного тела равна единице.

Для реальных тел в условиях термодинамического равновесия, в соответствии с законом Кирхгофа, отношение излучательной способности к их поглощательной способности, для соответствующей длины волны и температуры, есть величина постоянная и равная излучательной способности абсолютно черного тела при тех же условиях.

Это означает, что все вещества, поглощающие излучение, сами являются излучателями. Закон Кирхгофа справедлив, как в отношении излучения в узких участках спектра, так и в отношении излучения во всем тепловом диапазоне.

Тела, излучательная и поглощательная способность которых отличается от таковой для абсолютно черного тела на постоянный множитель, называются *серыми*. Поглощательная и излу-

чательная способность серых тел *неселективна*. Серыми излучателями являются практически все твердые аэрозольные частицы, поступающие в атмосферу в результате ветровой эрозии почв, степных и лесных пожаров, дымовых индустриальных выбросов.

Газы, содержащиеся в атмосфере, естественные и техногенные, обладают отчетливо выраженной селективной поглощательной и излучательной способностью. Это позволяет дистанционными методами устанавливать их наличие и содержание, извлекать информацию о параметрах состояния атмосферы.

Тепловое сканирование земной поверхности аппаратурой, устанавливаемой на спутниках или самолетах, дает изображения земной поверхности в виде полей его различных яркостей, либо в виде карт радиационной температуры.

Эти изображения позволяют определять локализацию определенных температурных зон на поверхности океанов, морей, крупных озер и водохранилищ, их временную изменчивость.

Различия в яркостях на тепловых изображениях могут быть обусловлены, помимо температурных контрастов, неодинаковой относительной излучательной способностью объектов, находящихся в однородном температурном поле. Это можно наблюдать, например, на изображениях в ночное время участков акватории, занятых водной растительностью и без таковой, участков чистой водной поверхности и загрязненной промышленными сбросами, нефтепродуктами.

На тепловых снимках отчетливо видны особенности различных ландшафтов на побережьях, береговая линия, границы плавучих льдов, особенности их структуры.

Формирование полей коротковолновой радиации в световом диапазоне обусловлено естественной освещенностью земной поверхности, спецификой отражательных свойств различных объектов, расположенных на ней, влиянием слоя атмосферы между аппаратурой на спутнике или самолете и земной поверхностью или, как его называют, *промежуточного слоя атмосферы*.

Рассмотрим, вкратце, особенности формирования потоков коротковолновой радиации у земной поверхности и в атмосфере. Под коротковолновой радиацией мы понимаем участок спектра, включающий в себя его ультрафиолетовую и видимую части (см. табл. 1).

В этом участке спектра реализуются в основном пассивные методы наблюдений с применением телевизионных камер, фотокамер и спектрометров.

Источником радиации в этом спектральном диапазоне является Солнце.

В лучистой энергии Солнца, поступающей на внешнюю границу атмосферы – *солнечной постоянной* ( $1367 \pm 0,3$  Вт/м<sup>2</sup>), на видимый человеком участок спектра приходится 53,5%, а на ультрафиолет – 1,1%.

Поступающее от Солнца излучение, прежде чем достичь земной поверхности, проходит через толщу атмосферу, затем, отражаясь от земной поверхности и трансформируясь в промежуточном слое, достигает приемной аппаратуры на спутниках или самолетах.

В атмосфере солнечная радиация рассеивается. Рассеяние представляет собой физический процесс, при котором частица на пути следования электромагнитной волны непрерывно отбирает энергию от проходящей волны и переизлучает ее по всем направлениям. В атмосфере частицы, ответственные за рассеяние, имеют размеры от групп газовых молекул диаметром порядка  $10^{-10}$  м до крупных капель и градин диаметром порядка  $10^{-2}$  м. Характер рассеяния сильно зависит от соотношения размера частиц и длины волны падающей на них радиации. На мелких частицах рассеяние происходит симметрично относительно направления проходящей радиации (релеевское), а на крупных – преимущественно вперед (Ми-рассеяние). Рассеяние, близкое к релеевскому, имеет место в чистой, безоблачной атмосфере, а Ми-рассеяние – в атмосфере, содержащей аэрозоли, в облаках и туманах.

Сходным образом процессы рассеяния происходят и в водной толще. Даже простые визуальные наблюдения свидетельствуют о том, что для водных масс, не содержащих минеральных и органических взвесей, характерны голубоватые цвета, а при появлении фитопланктона, например сине-зеленых водорослей в пресных водоемах (цветение), либо минеральных взвешенных частиц вследствие эрозии берегов, цвет водоемов меняется и появляются темно-зеленые, желтоватые и даже бурые оттенки.

Это обстоятельство используется для экспресс-анализа дистанционными методами качества воды в водохранилищах питьевого

водоснабжения путем выполнения спектрально-аэрофотосъемки их поверхности.

Поглощение газами лучистой энергии всегда избирательно. Линии поглощения, как и положение центра полос, для каждого вещества, поглощающего излучение, приходится на строго определенную длину волны.

Контур спектральной линии поглощения, как и полуширина полос, зависит от массы поглощающего вещества и параметров его состояния – давления и температуры.

В атмосфере давление и температура с высотой меняются, что, с одной стороны, существенно усложняет характер поглощения лучистой энергии различными ингредиентами атмосферного воздуха, а с другой – позволяет спектрометрами определять параметры состояния воздуха на различных высотах.

Из перманентных газов, содержащихся в атмосфере, основной вклад в поглощение солнечной радиации вносят  $O_2$ ,  $O_3$ ,  $N_2$ ,  $CO_2$ ,  $H_2O$ ,  $O$  и  $N$ , в меньшей степени  $NO$ ,  $N_2O$ ,  $CO$  и  $CH_4$ , которые присутствуют в небольшом количестве. Поглощение атомарным кислородом, азотом и озоном происходит в основном в ультрафиолетовом диапазоне. В видимом участке спектра оно невелико.

Поглощение и рассеяние коротковолновой радиации поверхностью воды и суши варьирует в широких пределах. Отражающие свойства различных поверхностей могут быть охарактеризованы альбедо – долей энергетической светимости от их энергетической освещенности. В табл. 3 приведены характерные значения альбедо для различных естественных поверхностей.

Альбедо является весьма обобщенной характеристикой отражательных свойств различных поверхностей и некоторых слоев, в которых, в ряде случаев, формируется поток восходящей от поверхности радиации. Это имеет место, например, в слое разреженного травяного покрова, в водоемах, содержащих в водной массе органические и минеральные взвеси, над мелководьем, где сквозь слой воды просвечивает дно.

Альбедо, как для интегрального потока излучения, так и в отдельных участках спектра, зависит от угла падения излучения, создающего на данной естественной поверхности энергетическую освещенность.



Таблица 3  
Характерные значения альbedo естественных  
поверхностей

Поверхности	Альbedo (%)
Кучево-дождевые облака	85–90
Снег (чистый, сухой)	75–95
Снег (влажный, грязный)	25–75
Слоистые, слоисто-кучевые облака	60–70
Пески (пустыня)	25–60
Леса	10–20
Поверхность океана	5–10

Для многих естественных объектов зависимость их отражательных свойств от длины волны выражена столь четко, что позволяет путем спектрометрирования отраженного излучения, либо спектральной аэрофотосъемки, получать информацию об их свойствах: состоянии сельскохозяйственных посевов, запасах растительной массы и т. д.

## Глава 2

### ДИСТАНЦИОННЫЕ ИЗМЕРЕНИЯ В ВИДИМОМ И УЛЬТРАФИОЛЕТОВОМ УЧАСТКАХ СПЕКТРА

Методы дистанционных измерений в видимом участке спектра базируются на определении характеристик отраженной от различных природных объектов солнечной радиации, её рассеяния и поглощения в атмосфере. Практически все дистанционные методы исследования гидрометеорологических объектов (кроме тех, что основаны на применении лазера), работающие в ультрафиолетовом и видимом участках спектра, относятся к методам пассивной локации, т. к. единственным пригодным для них источником освещения является Солнце. Дистанционные измерения в видимом участке спектра производятся интегральными и спектральными датчиками. Под первыми подразумеваются приборы, работающие во всем видимом участке

( $0,4 \leq \lambda \leq 0,76$  мкм), а под вторыми – радиометры, спектральный диапазон чувствительности которых существенно уже видимого участка. Так, на российских спутниках типа “Ресурс”, запускаемых на круговые (600–650 км) солнечно-синхронные орбиты с наклонением  $98^\circ$ , устанавливаются:

- многоканальное сканирующее устройство (МСУ-Э) с полосой обзора 600 км, полосой захвата 45 км (80 км в режиме работы двух приборов); пространственное разрешение в надире 45 м; спектральные диапазоны составляют 0,5–0,6; 0,6–0,7; 0,8–0,9 мкм;
- многоканальное сканирующее устройство среднего разрешения с конической разверткой (МСУ-СК) с полосой захвата 600 км, пространственным разрешением 160 м (в каналах ближнего ИК и видимого диапазона), 600 м (в окне прозрачности); спектральные диапазоны составляют 0,54–0,6; 0,6–0,7; 0,7–0,8; 0,8–1,1; 10,3–11,8 мкм.

На американских спутниках NOAA установлен многоканальный сканирующий радиометр, именуемый AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer). Радиометр имеет диапазоны 0,58–0,68; 0,725–1,1; 3,55–3,93; 10,3–11,3; 11,5–12,5 мкм; разрешение в надире 1,1 км.

Измерения в видимом и ближнем инфракрасном диапазонах на спутниках серии “Ресурс” и “NOAA” позволяют, наряду с решением специальных задач океанологии и гидрологии, получить данные об уходящей в Космос коротковолновой радиации, отраженной системой “поверхность Земли–атмосфера”. Эта информация, хотя и не имеет какого-либо немедленного прикладного значения, очень важна для мониторинга энергетического баланса системы в климатическом плане. Имея длинный ряд таких наблюдений, можно будет изучить его вариации, появится возможность лучшего понимания механизма климатических колебаний.

Подобная информация наилучшим образом получается с широкоугольных приборов, однако в этом случае возникает проблема корректности перехода от энергетических яркостей к потокам радиации.

В видимой области спектра осуществляются практически все оптико-фотографические исследования земной поверхности и ат-

мосферы. Съемка производится как собственно земной поверхности и находящихся на ней объектов, так и объектов, расположенных над нею – облачности, пылевых скоплений, промышленных выбросов, смогов и т. д.

С этой целью на аэрокосмических носителях устанавливается телевизионная и фотографическая аппаратура. Телевизионная аппаратура позволяет в режиме реального времени вести наблюдения за объектами и событиями, принимать необходимые решения. Использование этой информации имеет важнейшее значение для выделения районов, охваченных, например, пожарами, наводнениями, зон разрушений ураганными ветрами, тропическими циклонами, торнадо и др.

Оперативное использование подобной информации зачастую позволяет дать, наряду с картиной событий, их прогноз, что, при условии принятия должных мер, может уменьшить возможный в ином случае ущерб.

Материалы фотосъемки с аэрокосмических аппаратов поступают к потребителю в цифровом виде и используются для решения многих фундаментальных задач гидрометеорологии. К таковым следует отнести, например, вопросы экологического мониторинга атмосферы, земной поверхности, вод суши и океанов.

Фотоматериалы аэрокосмических съемок облачности могут быть использованы для нахождения параметров в математических моделях мезомасштабной и глобальной циркуляции атмосферы, для проверки определенных ранее теоретически параметров, для уточнения карт гидрографической сети и др.

На российских кораблях “Союз”, спутниках серии “Ресурс-Ф”, космической станции “Мир” была установлена аппаратура для многозональной фотосъемки. Она позволила получать разрешение от 2 до 10 м на негативах снимков, сделанных с орбиты. Многозональная аэрокосмическая съемка дает обильный материал для изучения комплексов природных или хозяйственных объектов: шельфовой зоны, мелководий, ирригационных сооружений, систем водохранилищ различного назначения.

По данным космических и авиационных фотосъемок возможно определение характера и ареала распространения водной растительности, веществ, находящихся на поверхности воды, а также взвешенных в ней различных донных отложений.

В видимом и частично в ближнем инфракрасном участке спектра работает телевизионная аппаратура, устанавливаемая на космических носителях. При ее использовании оперативность поступления информации ограничена лишь условиями так называемой “радиовидимости” передающих спутниковых систем из пункта приема информации.

Качество изображения, поступающего по телевизионным каналам с орбит искусственных спутников Земли зависит от *спектральной чувствительности* телевизионной системы, *количества градаций яркости*, воспроизводимых ею, степени однородности их воспроизведения по всему полю изображения.

Под спектральной чувствительностью телевизионной системы понимается возможность приема и регистрации монохроматического излучения определенной длины волны  $\lambda$ . Спектральная чувствительность каждой телевизионной системы корректируется в соответствии со спецификой области ее применения. Это делается для того, чтобы интересующий исследователя объект выглядел на фоне более контрастно.

Для наблюдений и фотосъемки аэрокосмическими методами в видимом и ближнем инфракрасном диапазоне с целью коррекции спектральной чувствительности систем, в том числе и телевизионных, используется разработанная Е. Л. Криновым (1947) классификация различных природных образований по особенностям их спектральной отражательной способности.

Яркость объекта определяется его освещенностью и отражательной способностью.

В поле зрения телевизионной камеры могут одновременно попасть объекты с различной отражательной способностью и это обусловит *перепад яркостей*. Перепад яркостей определяется как отношение яркости объекта, обладающего максимальной яркостью, к таковой для объекта, имеющего минимальную яркость.

В природе перепад яркостей обычно составляет один-два порядка ( $10-10^2$ ), однако на фото-телевизионных снимках он по техническим возможностям не превышает 10.

По этой причине, рассматривая черно-белые телевизионные снимки невозможно достичь идентичности зрительного восприятия, например, облаков и земной поверхности.

В телевизионных системах метеорологических спутников число различных градаций яркости обычно составляет 5–10. Кроме того, для них обычно характерно неоднородное воспроизведение яркости по всему полю изображения. Неоднородность яркости, выражающаяся в плавном посветлении либо потемнении поля, может быть вызвана как различной освещенностью облаков и земной поверхности на разных участках обзора территории, так и техническими недостатками сканирующей или передающей телевизионной аппаратуры. Однако при визуальной дешифровке снимков это обстоятельство обычно учитывается и, за исключением таких случаев, как выполнение нефанализа тонкой облачности на фоне снега или льда, для опытного оператора не является серьезной помехой.

Ограниченность технических возможностей передачи большого количества информации (сигналов и частот) по каналам связи наземных станций с орбитальными носителями телевизионной аппаратуры вынуждает прежде всего настраивать ее датчики в зависимости от их способности различать детали и перепад яркостей в зависимости от целевого назначения спутника. В качестве примера назовем метеорологические спутники, предназначенные для исследования довольно ярких облачных полей и спутники природной серии. Объектом наблюдения с последних является существенно более темная, чем облачность, земная поверхность и более мелкие, чем облака, детали на ней.

Известно, что облачность покрывает более 50% небосвода над поверхностью всей нашей планеты. Нет ни одного витка космических аппаратов над ней, когда бы на отдельных участках орбиты, независимо от целевого назначения аппарата, в поле обзора им земной поверхности не попадали бы облачные поля или отдельные облака.

Облачность является помехой для аэрокосмических методов изучения земной поверхности, но она же – важный объект для исследователей атмосферы.

По телевизионным снимкам облачных систем, полей, групп отдельных облаков и групп получены к настоящему времени очень интересные результаты. Они подтверждают, с одной стороны, известные ранее данные об атмосферной циркуляции разного масштаба, а с другой – позволяют делать новые, весьма ценные

выводы для климатологии, оперативного диагноза и прогноза погоды.

Однако, несмотря на ряд положительных моментов, “попутные” метеорологические исследования на космических аппаратах, имеющих иную специализацию, не всегда могут удовлетворить практику обеспечения потребителей гидрометеорологической информации. Это привело к созданию серии специализированных метеорологических спутников.

Здесь, в первую очередь, следует назвать спутники “Тайрос”, “НОАА”, “Метеор”, “Нимбус”, “Метеосат”.

В ультрафиолетовом, видимом и инфракрасном диапазонах спектра осуществляется дистанционное зондирование атмосферы с помощью *лазерной техники*.

Слово *лазер* происходит из английского сокращения laser (light amplification by simulation emission of radiation). В русском языке аналогом слова лазер является термин *оптический квантовый генератор* (ОКГ).

Современная квантовая техника позволяет генерировать очень короткие импульсы высокой мощности. Приборы, с помощью которых осуществляется лазерная локация, называются *лидарами*. Лидар предназначен для измерения обратного рассеяния, которое дает информацию о свойствах рассеивающей среды. В метеорологии *многоволновые лидары* используются для определения малых газовых примесей, *доплеровские лидары* – для определения атмосферных движений, *поляризационные* – для получения информации о структуре гидрометеоров.

Преимущество лидаров по сравнению с радиолокаторами несомненно, поскольку они позволяют измерять ряд параметров, недоступных для измерений в микроволновом (СВЧ) диапазоне. Это, прежде всего, данные о газовом составе атмосферы и мелких аэрозолях. Относительно параметров, измерения которых возможны в ИК, СВЧ или акустическом диапазонах (профили влажности, температуры, ветра), преимущество лидаров состоит в том, что ими создаются очень мощные импульсы с большой крутизной фронта волны, а последнее обстоятельство обеспечивает более высокое пространственное разрешение.

Лидарные измерения, однако, сталкиваются с некоторыми факторами, ограничивающими их. Здесь следует, прежде всего, упо-

мянуть о наличии в атмосфере плотных образований, непрозрачных даже для мощных лазерных импульсов. Солнечное излучение создает помехи для лазерных измерений, ограничивая их применение преимущественно ночным временем.

Сложность лазерной аппаратуры и высокие требования к условиям её эксплуатации весьма ограничивают её применение как по месту установки, так и по погодным условиям.

Вследствие этого лидары используются пока в крупных научных центрах и обсерваториях, преимущественно на стационарных установках. Разрабатываются и испытываются системы их установки на автомобилях и самолетах, намечены перспективы их применения на ИСЗ.

В современных метеорологических лидарах в качестве излучателя наибольшее распространение получили твердотельные оптические квантовые генераторы. Чаще всего используются лазеры на рубине, неодиме или иттриево-алюминиевом гранате с мощностью импульса в несколько десятков мегаватт при длительности 5–10 нс и частоте следования 0,1–100 Гц. Лазер с такими характеристиками обеспечивает пространственное разрешение 4,5 м. В УФ участке спектра чаще используются газовые лазеры: водородные, аргонные, в видимом участке спектра – твердотельные, жидкостные и полупроводниковые ОКГ, в инфракрасном – газовые.

Дистанционные измерения с применением лазерных излучателей осуществляются путем регистрации характеристик рассеянного в обратном направлении излучения в интервалах между генерируемыми импульсами, либо с учетом характера ослабления лазерного излучения на некотором известном базовом участке. Протяженность последнего обычно составляет на стационарных установках удвоенное расстояние от излучателя до эталонного отражателя, каковым может быть специальный экран или любой объект с известными отражательными свойствами. В том случае, когда лидар находится на подвижном носителе (самолет, вертолет), базовое расстояние подлежит определению в каждый момент измерений.

Измерения ослабления лазерного излучения на фиксированной базе используются преимущественно для определения временной изменчивости содержания в атмосфере определённых газовых ингредиентов. С этой целью применяется лазерное излучение, гене-

рируемое в паре длин волн, одна из которых близка к максимуму, а другая – к минимуму полосы поглощения интересующего исследователей газа.

В том случае, когда имеется не только оптический квантовый генератор, но и приборы, регистрирующие характер обратного рассеяния его излучения, эталонные экраны и система регистрации отраженных от них сигналов, а также характеристик сигнала рассеянного исследуемым объектом излучения лазера, представляется целесообразным говорить вообще о *лидарных измерительных системах*.

Лидарные измерительные системы успешно используются для получения гидрометеорологической информации, поскольку в облучаемой оптическими квантовыми генераторами среде происходит воспринимаемая измерительными системами трансформация зондирующего сигнала. Ответный информационный сигнал может быть принят как на частоте посланного, так и на иных частотах, поскольку в исследуемой среде обычно происходит поглощение, рассеяние, изменение частоты и поляризации зондирующего сигнала. В атмосфере это бывает в результате взаимодействия лазерного луча с перманентными газовыми составляющими, с газовыми примесями и аэрозолями.

Принимаемый лидаром сигнал можно представить в следующем виде

$$P_{np} = P_t \frac{A_{np}}{8\pi r^2} \beta_{\pi} \Delta h \exp \left\{ -2 \int_0^r \beta_e(r') dr' \right\}. \quad (10)$$

Здесь  $P_{np}$  – мощность принятого сигнала,  $P_t$  – излучаемая мощность,  $A_{np}$  – площадь апертуры приемника,  $\Delta h$  – длина излучаемого импульса,  $r$  – расстояние, на котором происходит рассеяние,  $\beta_{\pi}$  – объемный коэффициент рассеяния и  $\beta_e$  – объемный коэффициент поглощения – два неизвестных параметра.

По данным о характеристиках измерительной системы и по преобразованию излучения лидара в зондируемой им среде, можно определить характеристики последней.

Напомним основные положения теории рассеяния, необходимые для интерпретации данных лидарного зондирования атмосферы.

Различают следующие виды рассеяния: *молекулярное, аэрозольное и комбинационное*.

Молекулярное рассеяние происходит на молекулах газов. Так как молекулы газов по размеру значительно меньше длины волны лазерного излучения, на них имеет место рэлеевское рассеяние. Для обратного рассеяния эффективное сечение молекулярного рассеяния определяется соотношением

$$\sigma_0 = \frac{8\pi^3(n^2 - 1)^2}{3\lambda^4 N^2} S, \quad (11)$$

где  $n$  – показатель преломления,  $\lambda$  – длина волны,  $N$  – объемная концентрация молекул,  $S$  – коэффициент, учитывающий деполяризацию. Резонансное рэлеевское рассеяние наблюдается в том случае, когда лазерное излучение совпадает по частоте с частотой собственных электронных переходов в атомах или молекулах. Сечение рассеяния на этой частоте резко увеличивается.

Для аэрозольного рассеяния эффективное сечение определяется так:

$$\sigma_a = \int_0^{\infty} \sigma_i(\lambda, D) N(D) dD, \quad (12)$$

здесь  $\sigma_i$  – сечение рассеяния на частице. Для представления сечения  $\sigma$  в явном виде необходимо использовать основные положения рассеяния на крупных, соизмеримых с длиной волны частицах, развитые, например, в теории Ми.

Комбинационное рассеяние (КР), в отличие от рэлеевского и Ми-рассеяния, является неупругим, т. е. частота лидарного сигнала модулируется собственными колебаниями рассеивающих молекул. Комбинационное рассеяние имеет два компонента, отстоящих по шкале частот на равных расстояниях от зондирующего импульса. Расстояние по шкале частот целиком определяется свойствами исследуемых молекул, а амплитуда отраженных сигналов – их концентрацией и температурой. Боковые сигналы КР с более низкими частотами ( $\nu_0 - \nu'$ ) принято называть *красными*, или *стоксовыми*, а сигналы с более высокими частотами ( $\nu_0 + \nu'$ ) – *фиолетовыми*, или *антистоксовыми*. Сечение КР намного меньше сечения рэлеевского рассеяния, но сформированный лазером сигнал КР может быть четко отделен по частоте от сигнала рэлеевского рассеяния. Поскольку, как уже говорилось выше, смещение боковых сигналов однозначно определяется собственными частотами молекул

или частиц, то при зондировании в полосе поглощения того или иного газа, имея информацию об амплитуде бокового сигнала, если известна температура, можно получить информацию об его концентрации и наоборот.

На данных о комбинационном рассеянии на молекулах азота или кислорода базируется методика определения температуры в тропосфере и нижней стратосфере. Это обусловлено тем, что в пределах гомосферы (до высот 100 км) в незагрязненной атмосфере соотношение газов постоянно.

В качестве примера рассмотрим результаты измерения профиля температуры, полученные лидаром, излучающим на длине 532,1 нм – полоса рассеяния молекулярным кислородом и азотом. В основе метода лежит сравнение антистоксовых ( $\nu_0 + \nu'$ ) компонентов двух линий спонтанного комбинационного рассеяния. Линия комбинационного рассеяния выделяется фильтрами. Одна такая линия 530,4 нм соответствует максимуму КР. Вторая линия выбирается из соображений чувствительности к вариациям температуры и величины сигнала этой линии. Исходя из желаемого диапазона высот (5–30 км) и необходимости сохранения чувствительности, второй фильтр выбран на длине волны 529,1 нм. Прием отраженного сигнала осуществлялся телескопом диаметром 80 см. Частота подачи импульсов и их длительность позволяют получить разрешающую способность измерений 300 м. Расстояния до измеряемого объема в лидаре, как и в любых импульсных локаторах, испускающих электромагнитные волны, определяется по времени, прошедшему от момента излучения импульса до времени появления ответного сигнала  $r(t) = ct/2$ . Разрешение, т. е. способность выделить две точки вдоль линии визирования, определяется длительностью импульса  $\Delta r = c\tau/2$ . Эксперименты во Франции показали, что точность измерения температуры лидаром не хуже  $0,95^\circ\text{C}$ . В отличие от радиозонда, он дает большее пространственное и временное разрешение. Недостатком лидара является работа только ночью и при ясной погоде. Лидарами измеряют температуру и в верхней стратосфере, выбирая газовые компоненты, имеющие более или менее однородную концентрацию в изучаемых слоях. Например, для измерения температуры в слое 0–100 км используют полосы резонансного молекулярного рассеяния натрия, соответствующие длинам волн 589,0 и 589,6 нм.

В настоящее время известно три метода определения влажности атмосферы лидарами: по сигналу обратного аэрозольного рассеяния, по резонансному поглощению молекулами воды, по спонтанному комбинационному рассеянию (КР).

Поглощение лазерного сигнала наблюдается при совпадении частоты его излучения с полосой поглощения молекулами газов исследуемой среды. Ослабление сигнала в результате поглощения газами служит мерой концентрации исследуемого вещества.

Рассмотрим измерения влажности воздуха методом КР. Длительные эксперименты по изучению содержания водяного пара в атмосфере проводились в июле–августе 1992 г. и сентябре–октябре 1993 г. лидаром Рамана, разработанным NASA. Этот ксенон-фторный (XeF) лазер испускает световые импульсы на длине волны 351 нм. Прибор является сканирующим в вертикальной плоскости. В течение минуты посылаются около 55 импульсов. При измерениях в зенит обеспечивается разрешающая способность 75 м. КР принимается на длинах волн 403 нм (рассеяние водяным паром), 383 нм (рассеяние молекулярным азотом) и 372 нм (рассеяние молекулярным кислородом). Измерение содержания водяного пара (ВП) основано на том, что отношение комбинационного рассеяния ВП к комбинационному рассеянию азотом и кислородом пропорционально отношению массы ВП к массе азота и кислорода, а масса кислорода и азота пропорциональна массе сухого воздуха, т. е. от отношения сигналов на двух стоксовых частотах можно перейти непосредственно к отношению смеси ВП. При этом необходимо иметь независимую информацию о температуре.

Проводившиеся лидарные измерения сравнивались с одновременными измерениями радиозондом фирмы Вайсала, который имеет наилучший датчик влажности. Получено, что определенные за 1 мин измерения лидаром и радиозондом на высотах до 7,5–8 км отличаются не более чем на 10%. При осреднении за больший период времени и уменьшении разрешения по вертикали можно получить профили и на больших высотах.

Из других Рамановых лидаров, участвовавших в полевых экспериментах и сравнивавшихся с данными радиозондовых измерений, можно указать на лидар с натриево-алюминиево-гранатовым лазером, излучающим на длине волны 355 нм. КР принималось здесь также на длинах волн 408 нм (ВП) и 387 нм (азот). Сравне-

ние измерений влажности лидаром с радиозондовыми до высоты 7 км показало, что при относительной влажности более 20% измерения лидаров и радиозондов хорошо согласуются. При относительной влажности менее 20% из-за плохого качества радиозондовых наблюдений различия возрастали. В настоящее время ведутся работы по созданию лидаров, способных производить измерения в дневное время. Для этого повышаются угловое и спектральное разрешение с тем, чтобы уменьшить влияние рассеянной солнечной радиации и увеличить отношение сигнала к шуму. Ожидается, что вскоре удастся получать профили влажности с необходимой точностью, по крайней мере до высоты 3–4 км.

Определение лидарами концентрации газообразных загрязнителей атмосферы производится преимущественно методом комбинационного рассеяния, так как боковые частоты зависят лишь от частот собственных колебаний молекул. Зная из экспериментальных данных смещённость стоксовых и антистоксовых частот и принимая на них КР, по амплитуде сигнала или методом, сходным с описанным выше для определения водяного пара, вычисляется концентрация того или иного газа. В подобного рода измерениях обычно задается стандартное распределение температуры с высотой.

Для определения концентрации аэрозолей необходимо знать отношение между коэффициентами ослабления и рассеяния. В случае рэлеевского рассеяния  $\beta_{\pi}^n = 1,5^p$ . В случае Ми-рассеяния такое соотношение можно найти лишь приближенно для разных частиц, для облаков, например,  $\beta_{\pi}^n = 0,625\beta_7^n$ . Лазеры используются для измерения аэрозолей и облачных частиц в наземных и в самолетных вариантах приборов.

### Глава 3

#### ИЗМЕРЕНИЯ В ИНФРАКРАСНОМ УЧАСТКЕ СПЕКТРА

**И**нфракрасная радиация – электромагнитное излучение в диапазоне длин волн от 0,76 мкм до границы с ультракороткими радиоволнами, т. е. условно это 1000 мкм. Инфракрасная ради-

ация (ИК) возникает вследствие внутримолекулярных процессов, она является тепловой.

Основные зависимости инфракрасного излучения от температуры и свойств излучающих тел представлены для идеализированного излучателя (абсолютно черного тела) в фундаментальных законах Кирхгофа, Планка, Вина, Стефана–Больцмана.

Закон Планка очень часто в зарубежной и отечественной научной литературе называют *функцией Планка*. Он представляет собой функцию  $E_{\lambda,T}(T)$ , характеризующую зависимость спектральной плотности энергетической яркости абсолютно черного тела от его абсолютной температуры. Характерные значения температуры земной поверхности и расположенных на ней объектов 200–300°K и, как следует из закона Планка, при данном диапазоне температуры около 99% инфракрасного излучения приходится на длины волн от 4 до 40 мкм.

Спектральная плотность энергетической яркости абсолютно черного тела, рассчитанная по закону Планка, при таких значениях температуры плавно возрастает в инфракрасной области спектра, обладая максимумом в диапазоне от 9,7 до 14,5 мкм. Однако реальная спектральная плотность энергетической яркости излучения земной поверхности, прошедшего сквозь атмосферу, и излучения собственно атмосферы заметно отличается от той, которая имела бы место, если бы Земля была абсолютно черным телом (рис. 1).

При проведении измерений в ИК участке спектра из Космоса измеряется уходящая от Земли радиация. Она меняется в зависимости от длины волны по следующим причинам: во-первых, сама функция Планка зависит от длины волны и, во-вторых, имеет место поглощение радиации атмосферными газами ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{O}_3$ ), которое селективно. Кроме того, радиация ослабляется аэрозолями. На рис. 1 приведена функция Планка для разных значений температуры, а также реальный ИК спектр, измеренный со спутника “Нимбус-4”. Из нанесенных пунктиром значений функции Планка для абсолютно черного тела можно видеть, на какие длины волн при различных значениях температуры приходится максимум излучения.

Наиболее сильными поглотителями в ИК-диапазоне являются углекислый газ, водяной пар и озон. Другие малые газовые ком-

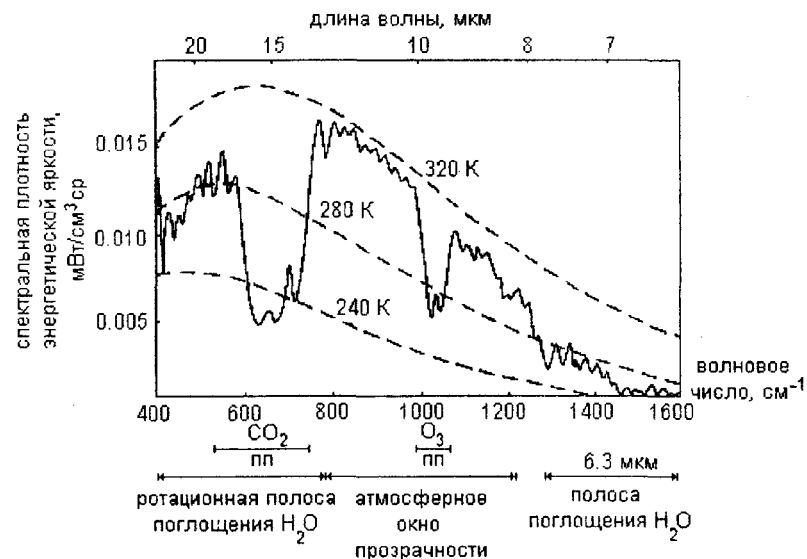


Рис. 1. Функции Планка при разной температуре (пунктир) и реальная спектральная плотность энергетической яркости системы “земная поверхность–атмосфера”, измеренная со спутника “Нимбус-4” (сплошная линия)

поненты атмосферы, такие как окись углерода, окись азота, метан и ряд других, являются слабыми поглотителями, но оказывают заметное влияние на тепловой баланс Земли. Двуокись углерода поглощает радиацию в полосе 15 мкм, т. е. на волновых числах от 600 до 800 см⁻¹. Этот спектральный диапазон соответствует также максимуму функции Планка при характерных значениях температуры для земной поверхности и атмосферы. Водяной пар поглощает радиацию в полосе 6,3 мкм (полоса волновых чисел от 1200 до 2000 см⁻¹) и в ротационной полосе при волновых числах < 500 см⁻¹. За исключением полосы O₃ на длине волны 9,6 мкм, атмосфера является прозрачной на волновых числах от 800 до 1200 см⁻¹. Этот участок спектра называют *окном прозрачности атмосферы*. Углекислый газ распределен в атмосфере довольно равномерно, хотя в последнее время его общая концентрация растет. Озон и водяной пар распределены в атмосфере крайне неравномерно. Их содержание существенно меняется в пространстве и во времени.

Можно констатировать, что для дистанционных измерений температуры поверхности Земли наиболее подходящими являются окна прозрачности около 4 и 10 мкм. Сигнал на этих волнах будет значительно искажаться в слое атмосферы, свободном от облаков. Поскольку облака и выпадающие осадки задерживают инфракрасное излучение, из Космоса и с самолетов температуру земной поверхности можно измерять лишь при их отсутствии, а там, где над участками земной поверхности имеются облака, можно измерять лишь температуру верхней границы облаков.

Полосы поглощения  $\text{CO}_2$  4,3 и 15 мкм используются для дистанционных измерений профилей температуры. Полосы поглощения водяным паром вблизи 6,3 и 18 мкм могут быть использованы для дистанционных измерений его содержания в атмосфере.

Рассмотрим уравнение переноса радиации и методику восстановления профилей температуры по измерениям в инфракрасном диапазоне.

Радиация, излучаемая поверхностью Земли, переносится в атмосфере, которая поглощает и переизлучает её во всех направлениях, причем в разных слоях по-разному, т. к. с высотой изменяются концентрация и температура поглотителей (излучателей). Таким образом, радиационный перенос в атмосфере есть сложный механизм обмена энергией между подстилающей поверхностью и разными слоями атмосферы. Если производятся дистанционные измерения из Космоса, то на датчики поступает сигнал от системы “земная поверхность–атмосфера”. Если датчики направлены в зенит с поверхности Земли, то ситуация формально будет такой же, только роль фона будет играть нижняя граница облаков, а при ясной погоде на датчики будет поступать сигнал, обусловленный лишь излучением атмосферного воздуха, т. к. “фоновое” излучение Космоса отсутствует.

При дистанционном зондировании атмосферы приходится сталкиваться с решением обратной задачи для уравнения переноса. Рассмотрим уравнение обратной задачи переноса излучения в общем виде, обращая особое внимание на его структуру, некоторые принципиальные моменты и проблемы, возникающие в процессе выделения полезной информации. Запишем уравнения применительно к измерениям из Космоса. Если принять, что поверхность Земли излучает как абсолютно черное тело, энергетическая яркость восхо-

дящей радиации, поступающей на приемное устройство, установленное на спутнике, если использовать в качестве вертикальной координаты давление, будет равна:

$$I_\lambda = B_\lambda(T(p_s))\tau_\lambda(p_s) + \int_{p_s}^0 (T(p)) \frac{\partial \tau_\lambda}{\partial \ln p} d \ln p, \quad (13)$$

где первый член представляет собой вклад излучения земной поверхности в излучение, поступающее на верхнюю границу атмосферы; а второй – интегральный вклад от всей толщи атмосферы;  $B_\lambda$  – функция Планка,  $p_s$  – давление у поверхности Земли,  $\tau_\lambda$  – монохроматическое пропускание – вероятность того, что фотон с длиной волны  $\lambda$ , покидающий уровень с давлением  $p$ , достигнет верхней границы атмосферы. Монохроматическое пропускание в координатах давления можно представить так:

$$\tau_\lambda(p) = \exp \left[ \varphi \int_0^p k_\lambda q \cdot g^{-1} dp \right], \quad (14)$$

где  $\varphi$  – зенитный угол,  $k_\lambda$  – коэффициент поглощения, зависящий от состава, температуры и давления газа в данном слое,  $q$  – отношение смеси,  $q = \rho_z / \rho_a$ ,  $\rho_z$  – плотность излучающего газа,  $\rho_a$  – плотность воздуха,  $g$  – ускорение силы тяжести. Изменение пропускания с высотой (давлением)  $\frac{d\tau_\lambda}{d \ln p}$ , часто называется весовой функцией, которая, будучи умноженной на функцию Планка, дает вклад излучения с данной высоты в восходящий поток радиации. При наблюдениях из Космоса весовая функция в центре полосы имеет максимум на верхних уровнях, а радиация, дошедшая с более низких уровней, здесь полностью поглощается и переизлучается. По мере смещения от центра к крыльям полосы оптическая толщина поглотителя уменьшается и максимумы весовых функций достигаются в более низких слоях. Это, собственно, и позволяет отнести уходящую радиацию к тому или иному слою и попытаться восстановить профиль температуры. Пояснение сказанному приведено на рис. 2. Эквивалентная температура черного тела убывает по мере приближения к центру полосы (рис. 2а). Это понижение связано с понижением температуры в тропосфере с высотой. Вблизи волнового числа  $690 \text{ см}^{-1}$  температура минимальна,



что соответствует тропопаузе. При меньших волновых числах температура растет, т. к. она растет в стратосфере. Можно выбрать спектральные волновые числа для наблюдений таким образом, чтобы они соответствовали различным уровням в стратосфере и тропосфере.

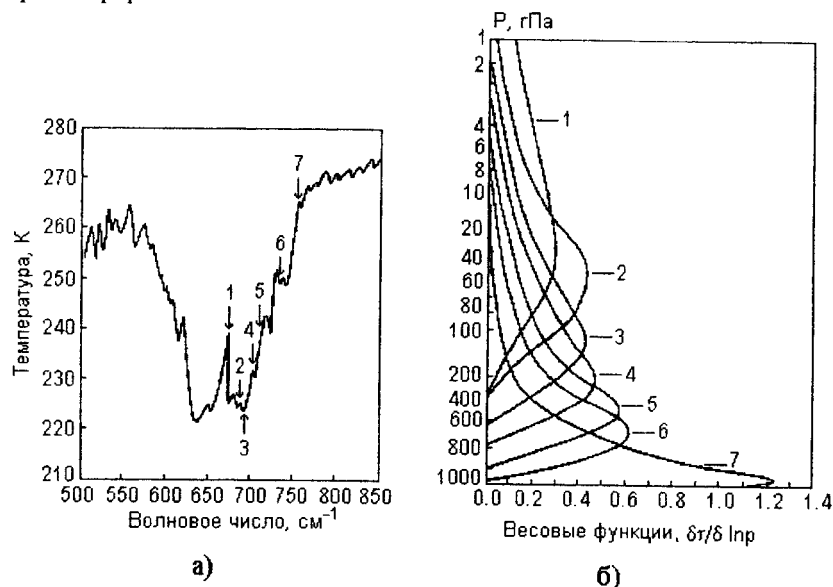


Рис. 2. Распределение измерительных каналов (а) и весовых функций при спектральных измерениях в полосе поглощения CO<sub>2</sub> (15 мкм) семиканальным радиометром (б). 1–7 – номера каналов

Единственного решения для нахождения детального вертикального профиля температуры или концентрации поглотителя не существует по следующим причинам:

- уходящая радиация поступает из сравнительно толстых атмосферных слоев (рис. 2б);
- энергетическая яркость радиации, наблюдаемая в различных спектральных каналах, поступает из перекрывающихся слоев атмосферы и не является независимой;
- в измерениях имеются ошибки.

Применительно к задаче термического зондирования атмосферы уравнение переноса (13) означает, что по измеренным со спутников значениям  $I_\lambda$  и по известным весовым функциям  $W_\lambda$  необхо-

димо определять функции Планка, а затем вычислять радиационную температуру.

Если бы стояла задача вычисления спектральной плотности энергетической яркости по известным распределениям температуры, давления и концентрации поглотителя, то не существовало бы никаких проблем – это решение так называемой прямой задачи, в которой требуется получить интеграл из известного распределения переменных. Такого рода задача является корректной с математической точки зрения и имеет единственное решение.

При дистанционном зондировании атмосферы стоит так называемая обратная задача – определить аргумент функции Планка, которая стоит под интегралом, т. е., грубо говоря, нужно, имея некоторый интеграл, попытаться распределить температуру в подынтегральном выражении единственным образом. Известно, что такого рода постановка задачи является некорректной и получить ее единственное решение нельзя. Тем не менее, такого рода задачи возникают в астрофизике, радиоастрономии, геофизике и известно много методов минимизации неопределенностей, коренящихся в существе задачи.

Так, например, путем линеаризации уравнение переноса радиации сводится к уравнению Фредгольма для некоторых вспомогательных функций

$$r_\lambda = \int_{p_s}^0 b(p)W_\lambda(p)dp, \quad (15)$$

где  $r_\lambda = f(I_\lambda)$ ,  $b(p) = f(B_\lambda)$ . Оно представляется в виде конечной суммы (т. к. количество спектральных интервалов конечно)

$$r_\lambda = \sum_{j=1}^L H_{\lambda j} b_j, \quad (16)$$

где  $H_{\lambda j}$ , – некоторый член, включающий в себя весовые функции. Для того чтобы найти  $b_j (j=1, 2, \dots, L)$ , необходимо иметь  $r_\lambda (\lambda=1, 2, \dots, M)$ ,  $M \geq L$  – число измерений. В матричной форме

$$r = Hb, \quad (17)$$

где  $H$  – прямая матрица перехода от температуры к радиации, а наше искомое решение есть

$$b = H^{-1}r, \quad (18)$$

где  $H^{-1}$  – обратная матрица. Решение этой обратной задачи и представляет трудности. Тем не менее эти трудности с определенной степенью погрешности преодолеваются за счет подбора первого приближения и профили температуры восстанавливаются. Необходимо помнить, однако, что при дистанционном зондировании получается не температура в точке, а температура некоторых конечных и довольно больших слоев, поэтому результаты таких измерений не вполне корректно сравнивать с данными радиозондирований. Далее, разрешающая способность дистанционных измерений низка и ошибки возрастают в направлении к земной поверхности.

В настоящее время дистанционное температурное зондирование атмосферы осуществляется лишь в США и России. Одна американская система, именуемая TOVS (сокращение от *Tiros Operational Vertical Sounder*) использует двадцатиканальный радиометр, имеющий 7 каналов в диапазоне от 15 до 13,4 мкм с пиками весовых функций от 30 до 900 гПа.

Вторая американская система использует 5 каналов в диапазоне от 4,57 до 4,24 мкм; 3 в окнах прозрачности: 4,0, 3,7, 11,1 мкм; 4 канала в полосе 9,6–6,7 мкм – полосы озона и водяного пара; еще один канал в красной части видимого спектра (0,7 мкм). Данные измерений этого радиометра могут приниматься во всем мире: они доступны в режиме непосредственной передачи. Принимают их и в Москве в НИЦ “Планета”.

Для получения информации о температуре в стратосфере на спутниках “NOAA” имеется аппаратура SSU (*Stratospheric Sounding Unit*) с тремя каналами, пики весовых функций которых расположены на высотах 29, 37 и 45 км.

В США ежедневно с этой аппаратуры получают примерно 64 тыс. температурных зондирований.

В России с целью температурного зондирования атмосферы на спутниках системы “Метеор” до 1995 г. устанавливался сканирующий десятиканальный радиометр. Его каналы расположены в диапазоне 9,65–18,7 мкм. Сюда входят: полоса поглощения  $O_3$ , окно прозрачности, полоса поглощения  $CO_2$ . Пространственное разрешение системы измерений составляет  $35 \times 35$  км<sup>2</sup>, ширина полосы захвата – 800 км.

Впервые радиометр для измерения профилей температуры был установлен на искусственном спутнике Земли в 1969 г. К настоя-

щему времени накоплен довольно большой опыт эксплуатации измерительных систем этого типа.

Однако, наряду с достижениями, существуют проблемы, требующие решения. Так, одной из важнейших является проблема фильтрации облачности. Поскольку для восстановления профиля температуры можно использовать только совершенно безоблачные участки в поле зрения прибора, в алгоритм обработки спутниковых данных вводят процедуру идентификации облачности, используя для этой цели радиометры высокого разрешения. Так как разрешающая способность радиометров на ИСЗ “Метеор” составляет около 1 км, нельзя быть уверенным, что в поле зрения не попадают мелкие облака размером в несколько сот метров и они не искажают сигнал.

Принципиальным недостатком термического зондирования в ИК диапазоне является невозможность получения профилей температуры в облачных районах ниже верхней границы облаков.

Эти трудности как принципиального, так и практического свойства приводят к тому, что среднеквадратические ошибки в определении температуры составляют 2–3°C, а в районе тропопаузы достигают 4–5°C, т. е. по качеству наблюдений дистанционные измерения пока еще заметно уступают телеметрическим, например радиозондовым. Поэтому измерения температуры со спутников используют преимущественно над океанами, где данных радиозондирования практически нет.

Методами пассивной локации в инфракрасном участке спектра с самолетов и искусственных спутников Земли осуществляются измерения температуры земной поверхности и верхней границы облаков. По данным о температуре верхней границы облаков производится оценка ее высоты.

Определение температуры земной поверхности осуществляется путем измерения ее излучения в окнах прозрачности. Однако на этом пути существуют, как минимум, два препятствия, которые приходится преодолевать. Рассмотрим их подробнее.

Во-первых, это то, что аппаратура, даже работающая в “окнах прозрачности атмосферы” обладает спектральной чувствительностью в более широком спектральном интервале, чем частоты, на которых отсутствует поглощение инфракрасного излучения, например, водяным паром, хотя основная часть воспринимаемого ею

излучения им и не поглощается. Этой аппаратурой, в данном случае спутниковыми радиометрами, влияние атмосферы на излучение земной поверхности воспринимается как некий шум, искажающий основной сигнал. Сложность проблемы состоит в том, что уровень этого шума, а следовательно, и его искажающего влияния, является переменной величиной, зависящей как от общего содержания в атмосфере водяного пара, так и от изменчивости этого содержания.

Во-вторых, сложность определения температуры земной поверхности обусловлена тем обстоятельством, что облака поглощают инфракрасное излучение и при частичном покрытии поля зрения прибора облака являются серьезным препятствием для корректных измерений температуры земной поверхности, исключая таковые вообще при сплошной облачности. Для получения корректных данных о температуре подстилающей поверхности необходимо:

- идентифицировать наблюдения, “засоренные” облачностью и исключить их из рассмотрения,
- произвести коррекцию измерений на содержание в атмосфере водяного пара.

Существует несколько методов исключения наблюдений, искаженных влиянием облачности. Все они базируются на анализе вариаций излучения на некоторой площади и на том факте, что пространственная изменчивость температуры земной поверхности (особенно над океанами) значительно меньше пространственной изменчивости радиационной температуры облаков. В случае горного рельефа изменчивость температуры земной поверхности очень велика, поэтому здесь фильтрация облачности затруднительна. Именно по этой причине по данным дистанционных измерений определяется в первую очередь температура поверхности океана (ТПО).

Для коррекции измерений на содержание водяного пара нужно было бы знать распределение водяного пара и проинтегрировать уравнение переноса тепла с учетом поглощения и излучения его в спектральном диапазоне чувствительности радиометра, внося соответствующие поправки. Такой алгоритм коррекции возможен, если имеются независимые данные о вертикальном распределении водяного пара. Обычно задача ставится следующим образом: радиометром измеряется радиационная темпе-

ратура  $T_s$ , а истинная температура подстилающей поверхности есть  $T_s = T_a + \Delta T$ , где  $\Delta T$  – поправка на содержание водяного пара, которую нужно определить. В самом простом случае производится “калибровка” измерений по фактическим (судовым) измерениям ТПО на разных широтах посредством построения линейной регрессии между  $T_s$  и  $T_a$ .

В настоящее время ТПО оперативно определяется практически на всех работающих метеорологических спутниках и по этим данным строятся карты ТПО (рис. 3). Среднеквадратическая ошибка измерений ТПО составляет  $0,6^\circ\text{K}$  по наблюдениям AVHRR на ИСЗ “NOAA” и  $1,0^\circ\text{K}$  – по наблюдениям с геостационарных спутников.

Помимо ТПО в окнах прозрачности определяется радиационная температура верхней границы облаков (ВГО) и ее высота. Алгоритм определения температуры ВГО точно такой, как и для определения ТПО, только задача состоит в фильтрации безоблачных участков и участков с несплошной облачностью. Коррекция на водяной пар – аналогична. Дополнительным этапом расчетов является определение высоты ВГО. В современных алгоритмах расчетов используются результаты численных глобальных анализов поля температуры, по которым можно определить, к какой высоте отнести температуру, измеренную с ИСЗ, затем эта высота присваивается верхней границе облаков.

Содержание водяного пара (ВП) в атмосфере определяется по данным измерений в полосе поглощения  $6,3$  мкм. Радиометры, воспринимающие излучение в этой полосе, работают на всех геостационарных спутниках. Необходимо отметить тот факт, что на этих спутниках измерения производятся лишь в центре полосы поглощения, а в ее крыльях – нет, поэтому данные измерений характеризуют концентрацию водяного пара лишь верхней половины атмосферы.

В настоящее время разрабатывается принципиальная возможность определения профилей водяного пара с использованием измерений в полосе поглощения водяным паром около  $18$  мкм (так называемая ротационная полоса ВП) с синхронными измерениями в полосе  $6,3$  мкм.

Единственным средством активной локализации в инфракрасном диапазоне спектра является лидар. В качестве активирующей сре-

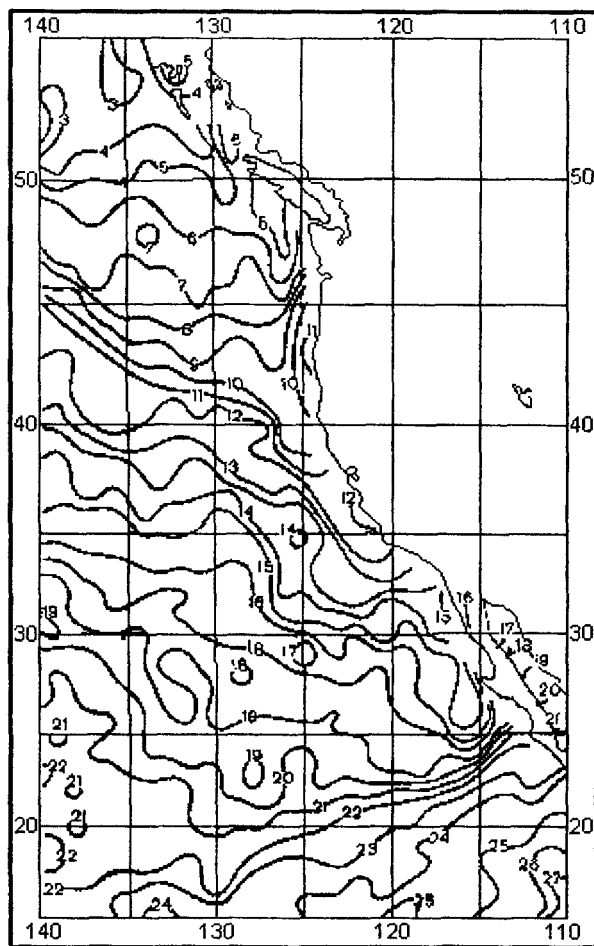


Рис. 3. Поле температуры поверхности океана (ТПО) (°C) вблизи западного побережья США, по данным 7 января 1976 г.

ды в таких лазерах используются газы (водород, аргон, CO<sub>2</sub>). Выбор того или иного лазера зависит от поставленных задач. Если ставится задача определения профиля температуры, то выбирается лазер, генерирующий излучение в окнах прозрачности атмосферы (3,7 или 10,6 мкм). Если же ставится задача измерения концентрации водяного пара, используется второй лазер, излучающий по длине волны поглощения водяным паром. Инфракрасные лидары,

в отличие от лидаров, работающих в видимом диапазоне излучения, можно использовать для измерений в любое время суток, поскольку на их показания солнечная радиация не влияет. Пространственная разрешающая способность их измерений составляет не метры, как у лидаров в видимом участке спектра, а сотни метров.

## Глава 4

### ИЗМЕРЕНИЯ В МИКРОВОЛНОВОМ ДИАПАЗОНЕ СРЕДСТВАМИ ПАССИВНОЙ ЛОКАЦИИ

Микроволновый (ультракороткий) диапазон на шкале волн электромагнитного излучения расположен между инфракрасным и коротковолновым участками – частоты от 0,3 до 300 ГГц или волны длиной от миллиметров до дециметров.

В этом диапазоне излучение, в представлении закона Планка, при характерных на поверхности Земли значениях температуры можно, упрощая вследствие малости экспоненты в формуле (3), представить такой аппроксимацией:

$$e^{c_2/\lambda T} \approx 1 + c_2/\lambda T. \quad (19)$$

Выражение (19) получается разложением в ряд Тейлора экспоненты с сохранением двух первых членов и учетом того факта, что при больших длинах волн  $c_2/\lambda T \ll 1$ . Используя эту линейризацию получим следующее асимптотическое представление функции Планка

$$B(\lambda, T) = c_1 T / (c_2 \lambda^4). \quad (20)$$

Обозначения здесь те же, что и в формуле (3). Это частная форма функции Планка. Она именуется законом или функцией Рэлея–Джинса и была получена раньше функции Планка без использования квантовой теории. Так же, как и в случае видимой и ИК радиации, на ее основании можно получить выражение для радиояркостной температуры, которая используется при дистанционных измерениях в микроволновом диапазоне:

$$T_\lambda = (c_2 / c_1) \lambda^4 B_\lambda. \quad (21)$$

Основными веществами, поглощающими микроволновое излучение, в атмосфере являются кислород и водяной пар.

Представим функцию поглощения в виде:

$$A(m) = \frac{I_0 - I}{I_0}. \quad (22)$$

Здесь  $I_0$  – излучение, вошедшее в слой поглощающего вещества  $m$ ,  $I$  – излучение, прошедшее этот слой. Функция пропускания будет:

$$P(m) = 1 - A = \frac{I}{I_0}. \quad (23)$$

Далее, имея в виду функцию пропускания атмосферой излучения, прошедшего единичную массу поглощающего вещества ( $m = 1$ ), будем использовать термин “пропускание”.

На рис. 4 показана функция пропускания атмосферой микроволнового излучения на частотах менее 300 ГГц, т. е. с длиной волны более 1 мм. Отметим, что на частотах менее 40 ГГц имеется лишь

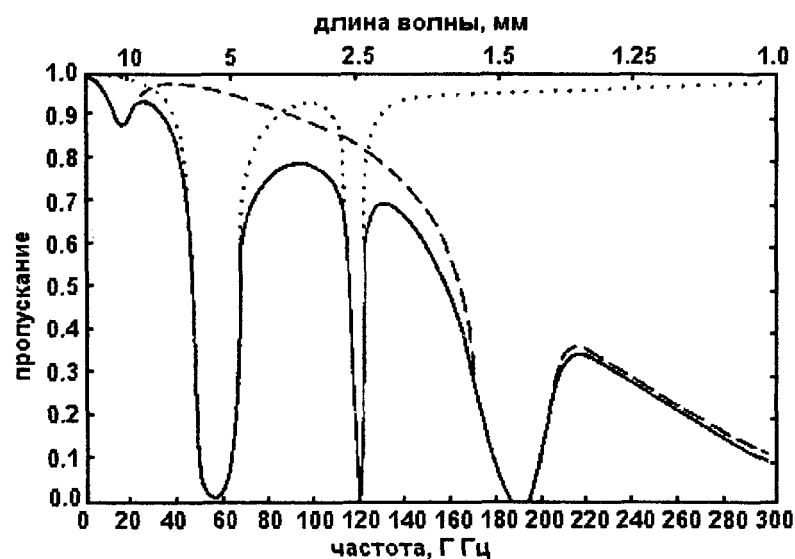


Рис. 4. Пропускание атмосферой в микроволновом участке спектра. Общее пропускание дано сплошной линией, пропускание водяным паром – пунктиром, пропускание кислородом – точками

одна довольно широкая, но слабая полоса поглощения излучения водяным паром с центром около 22,235 ГГц.

На частотах около 60 и 118,75 ГГц имеются линии поглощения кислородом. На частотах выше 120 ГГц поглощение водяным паром становится преобладающим и имеется линия поглощения на частоте 183 ГГц. При пассивной локации со спутников в микроволновом диапазоне возникает проблема учета изменчивости микроволнового излучения суши. Ее излучательная способность колеблется в пределах от 0,4 до 1,0. Океан в микроволновом диапазоне обладает малой изменчивостью излучательной способности и это существенно упрощает интерпретацию микроволновых измерений над ним.

Для дистанционных измерений методами пассивной локации с платформ космического и наземного базирования, наиболее пригодными являются следующие спектральные диапазоны (см. рис. 4):

- окна прозрачности 30 и 37 ГГц, где атмосферное поглощение минимально и может быть получена достоверная информация об излучении подстилающей поверхности, водности облаков и осадков;
- полосы поглощения кислородом 118,7 и 60 ГГц могут быть использованы для определения профилей температуры в атмосфере, поскольку в пределах тропосферы и стратосферы в воздухе сохраняется постоянная доля кислорода;
- полосы поглощения водяным паром вблизи 183 и 22,235 ГГц могут быть использованы для определения его общего содержания.

Рассмотрим уравнение переноса в атмосфере микроволнового излучения, учитывая тот факт, что относительная излучательная способность земной поверхности от единицы до 0,4, и в энергетической яркости восходящего излучения имеется вклад радиации, отраженной от земной поверхности.

Уравнение переноса микроволновой радиации имеет вид:

$$I_{\lambda}^{inc} = \epsilon_{\lambda} B_{\lambda}(T_s) \tau_{\lambda}(\rho_s) + (1 - \epsilon_{\lambda}) \tau_{\lambda}(\rho_s) \int_0^{\rho_s} B_{\lambda}(T(\rho)) \frac{\partial \tau'_{\lambda}}{\partial \ln \rho} d(\ln \rho). \quad (24)$$

Здесь  $\epsilon_{\lambda}$  – относительная излучательная способность поверхности,  $B_{\lambda}(T)$  – функция Планка,  $\tau_{\lambda}(\rho_s)$  – пропускание излучения всей

атмосферой. Первое слагаемой правой части уравнения (24) выражает излучение собственно поверхности, а второе представляет собой излучение атмосферы к поверхности, которое снова отражается поверхностью в атмосферу.  $\tau'_\lambda(\rho)$  – пропускание атмосферой излучения, направленного вниз, к земной поверхности на нижней границе атмосферы. Таким образом, поток восходящей радиации на верхней границе атмосферы имеет вид:

$$I_\lambda = \varepsilon_\lambda B_\lambda(T_s) \tau_\lambda(\rho_s) + (1 - \varepsilon_\lambda) \tau_\lambda(\rho_s) \int_0^{\rho_s} B_\lambda(T(\rho)) \frac{\partial \tau'_\lambda(\rho)}{\partial \ln \rho} d(\ln \rho) + \int_0^{\rho_s} T(\rho) \frac{\partial \tau'_\lambda(\rho)}{\partial \ln \rho} d(\ln \rho). \quad (25)$$

Как уже отмечалось ранее, в случае микроволнового излучения функция Планка линейно связана с радиояркостной температурой:

$$T_{B,\lambda} = \varepsilon_\lambda(T_s) \tau_\lambda(\rho_s) + (1 - \varepsilon_\lambda) \tau_\lambda(\rho_s) \int_0^{\rho_s} T(\rho) \frac{\partial \tau'_\lambda(\rho)}{\partial \ln \rho} d \ln \rho + \int_0^{\rho_s} T(\rho) \frac{\partial \tau'_\lambda(\rho)}{\partial \ln \rho} d \ln \rho. \quad (26)$$

Пропускание в направлении к поверхности представим так:

$$\tau'_\lambda(\rho) = \tau_\lambda(\rho_s) / \tau_\lambda(\rho), \quad (27)$$

откуда

$$\frac{\partial \tau'_\lambda(\rho)}{\partial \ln \rho} = - \frac{\tau_\lambda(\rho_s)}{(\tau_\lambda(\rho))^2} \frac{\partial \tau_\lambda(\rho)}{\partial \ln \rho}. \quad (28)$$

Теперь имеем окончательную форму уравнения переноса микроволнового излучения в виде, сходном с уравнением переноса инфракрасной радиации:

$$T_{B,\lambda} = \varepsilon_\lambda(T_s) \tau_\lambda(\rho_s) + (1 - \varepsilon_\lambda) \tau_\lambda(\rho_s) \int_0^{\rho_s} T(\rho) F_\lambda(\rho) \frac{\partial \tau_\lambda(\rho)}{\partial \ln \rho} d \ln \rho, \quad (29)$$

где

44

$$F_\lambda(\rho) = 1 + (1 - \varepsilon_\lambda) \left[ \frac{\tau_\lambda(\rho_s)}{\tau_\lambda(\rho)} \right]^2. \quad (30)$$

При микроволновых измерениях из Космоса, как уже отмечалось, проблему создает излучение земной поверхности. С точки зрения возможности измерения состояния поверхности это хорошо: поступает сигнал, который несет полезную информацию о ней. Но для получения параметров состояния атмосферы это плохо, так как сильный сигнал от поверхности затрудняет выделение сигнала от атмосферы. Излучательная способность различных элементов поверхности Земли меняется в широких пределах: от 0,4 до 1,0. Излучательная способность водной поверхности меняется мало и составляет 0,4–0,5 в зависимости от солености воды, наличия морского льда, волнения, образования пены при волнении. Кроме того, излучательная способность водной поверхности зависит от рабочей частоты: на более высоких частотах излучательная способность больше.

Излучательная способность суши зависит от степени увлажнения почвы. Так, для сухой почвы она составляет 0,95–0,97, а для влажной оголенной – 0,80–0,90. Она меняется в зависимости от частоты, используемой при измерениях. При пассивных микроволновых измерениях с поверхности Земли проблемы влияния подстилающей поверхности нет, а излучение в микроволновом диапазоне из Космоса ничтожно. Для получения температурных профилей в атмосфере используются полосы поглощения  $O_2$  на частотах 60 и 118,75 ГГц. Ценность измерений в микроволновом участке спектра состоит в том, что распространение волн в этом диапазоне мало подвержено влиянию облаков и осадков и подобные измерения являются практически “всепогодными”.

В качестве примера рассмотрим схему температурного зондирования в полосе поглощения  $O_2$  на частоте 60 ГГц радиометром, измеряющим излучение в 11 каналах и установленным на поверхности Земли. Распределение каналов по спектру и весовых функций приведено на рис. 5.

На рис. 5а изображены спектры поглощения, где указаны каналы измерений, которые выбираются вдоль полуширины линии поглощения, начиная от центра полосы, откуда сигнал приходит из слоя, ближе всего расположенного к прибору, т. е. в центре поло-

45

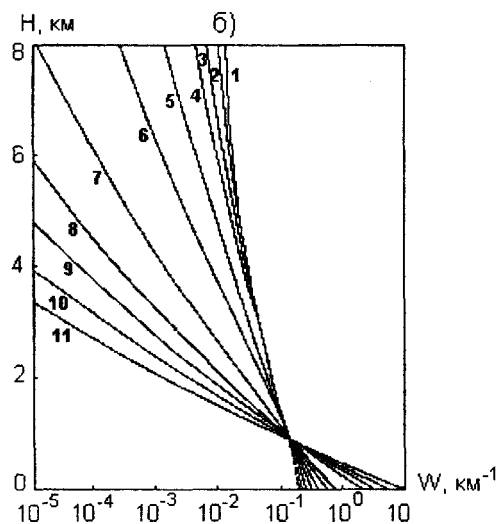
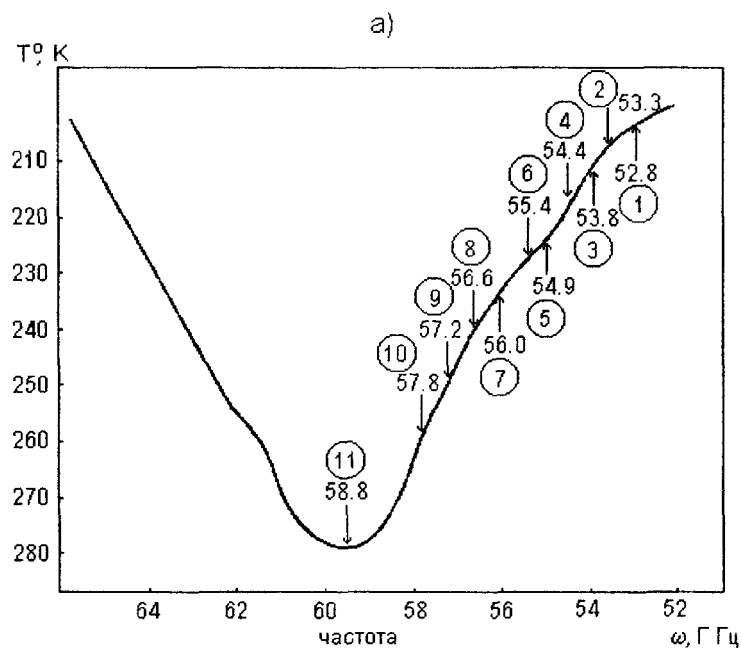


Рис. 5. Схема спектральных измерений в полосе поглощения  $O_2$ . Распределение каналов (а), весовых функций (б). 1–11 – номера каналов

сы максимально поглощение излучения, а по мере удаления от центра полосы излучение начинает поступать из более далеких, в данном случае более высоких слоев. Весовые функции для указанных на рис. 5а частот приведены на рис. 5б. Из распределения весовых функций видно, что максимум излучения от каналов с большими номерами приходит из нижних слоев, а с меньшими номерами – из более высоких.

Результаты сравнения дистанционных измерений температуры 11-канальным радиометром с данными радиозондирования показывают, что при безоблачной атмосфере среднеквадратические отклонения двух видов измерений малы до высоты 7–8 км (рис. 6). В облачной атмосфере хорошее совпадение имеет место только до 4 км.

Если рассматривать схему измерений из Космоса, картина распределения весовых функций, а следовательно, и точности измерений, была бы обратной: весовые функции были бы лучше разделены в более высоких слоях и хуже – в нижних, поэтому достигнута была бы большая точность измерений в верхней тропосфере и меньшая – в нижней. Это объективные трудности, которые заложены в существе метода дистанционных измерений. Второй вывод, который можно сделать исходя из опыта зондирования в облачных и безоблачных условиях, состоит в том, что полоса поглощения  $O_2$  не совсем прозрачна по отношению к гидрометеорам и поступающий от них сигнал снижает качество термического зондирования в микроволновом диапазоне.

Микроволновые радиометры установлены на спутниках США. На спутнике "DMSP" (Defense Meteorological Satellite Program) имеется семиканальный радиометр SSM/T, работающий на частотах 50,5; 53,2; 54,3; 54,9; 58,4; 58,8; 59,4 ГГц. Разрешение этих из-

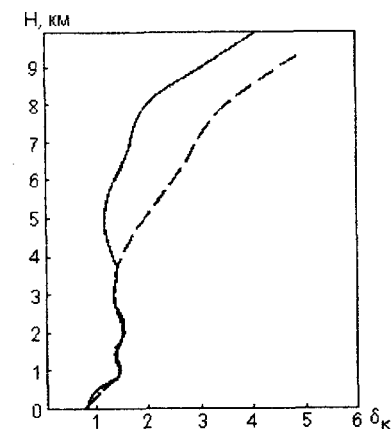


Рис. 6. Среднеквадратические отклонения температуры, измеренной микроволновым радиометром, от температуры, измеренной радиозондом. Сплошной линией указаны отклонения для безоблачных условий (13 реализаций), пунктиром – для облачных условий (15 реализаций)

мерений на местности составляет 175 км. По данным этих спутников восстанавливаются профили температуры от уровня Земли до поверхности 10 гПа. Точность восстановления температуры по ним при безоблачном небе составляет около 2,5°. При плотной облачности точность восстановления существенно хуже. На спутнике “NOAA” измерения проводятся аппаратурой AMSU (Advanced Microwave Sounding Unit). Она имеет два модуля. Для температурного зондирования используется модуль AMSU-A, который представляет собой 15-канальный радиометр, 10 его каналов в полосе поглощения O<sub>2</sub> на 60 ГГц. Пики весовых функций приходятся на высоты от 700 до 2 гПа, разрешающая способность на местности составляет 40 км.

На российских спутниках создается микроволновый модуль температурного зондирования в полосе 52–56 ГГц (10–12 каналов) с разрешением 50 км и полосой захвата 1500 км.

Спектральные измерения в микроволновом диапазоне для получения информации о влагосодержании ведутся в течение многих лет. Первый микроволновый радиометр, измерявший общее влагосодержание атмосферы на частоте 22,2 ГГц, был установлен на спутнике “Космос-243” в 1968 г. Затем сверхвысокочастотный (СВЧ) радиометр, работающий на той же частоте, был установлен на спутнике “Нимбус-5” в 1972 г. Этот канал использовался также в радиометре SMMR (Scanning Multichannel Microwave Radiometer) на спутнике “Сисат”, на спутниках “Метеор-3”, “EPS-1”. Опыт эксплуатации этого канала на разных спутниках показал, что по наблюдениям в нем можно добиться восстановления общего содержания водяного пара с точностью до 10%.

Для определения водозапаса облаков используется канал 37 ГГц, один или совместно с каналом 22 ГГц. В этом “окне прозрачности” по отношению к молекулярному поглощению можно получить сигнал от облаков, размер капель в которых составляет 10–100 мкм. Такого рода измерения проводились на ИСЗ “Космос-243”, “Нимбус-6”, “Океан”, “EPS-1”. Точность восстановления водозапаса облаков по таким измерениям составляет около 30%.

Общее влагосодержание столба атмосферы измеряется радиометрами наземного базирования. Восстановление профилей влажности производится по измерениям в полосах поглощения водяного пара. С этой целью используется широкая, но в общем

слабая полоса поглощения водяным паром с центром на частоте 22,23 ГГц и сильная резонансная – на частотах около 183 ГГц. Весовые функции для девятиканального радиометра наземного базирования приведены на рис. 7. Из характера распределения весовых функций на этом рисунке видно, что измерения в полосе 183 ГГц дают хорошие результаты: весовые функции являются более разделенными и более наклонными, поэтому можно ожидать большей точности измерений влажности в этой полосе, чем в полосе 22,23 ГГц.

Профили влажности в микроволновом диапазоне восстанавливаются оперативно по измерениям с AMSU-B на спутниках “NOAA” и SSM/T на спутниках “DMSP”. Радиометром AMSU-B измерения ведутся на частотах 89, 150 и 183 ГГц. Разрешение на местности большинства каналов составляет 16x16 км<sup>2</sup>. Радиометром SSM/T измерения ведутся на частотах 91, 150 и 183 ГГц. Разрешающая способность этих каналов составляет 60x60 км<sup>2</sup>. Радиометр SSM/T дает сведения о влажности по трем слоям: земля–850 гПа, 850–500 гПа, 500–0 гПа.

Восстановление осадков с применением радиометров космического базирования встречает определенные трудности. Так, переход от ледяной к жидкой фазе гидрометеоров резко меняет диэлектрические свойства среды. Площади, охваченные осадками, часто бывают значительно меньше элемента пространственного разрешения космических радиометров и это приводит к недооценке их интенсивности.

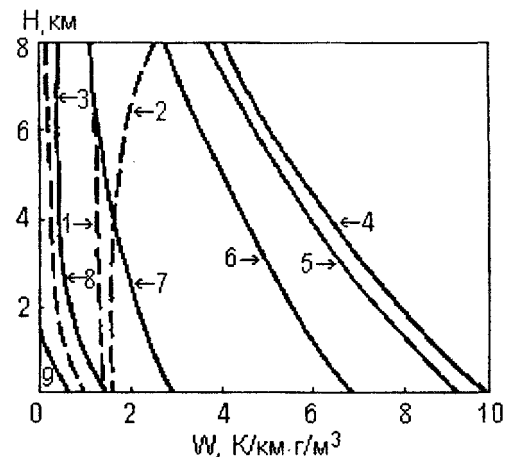


Рис. 7. Весовые функции девятиканального радиометра. Пунктирными линиями указаны весовые функции для каналов в полосе поглощения 22 ГГц, сплошными линиями – весовые функции в полосе поглощения 183 ГГц. Номера каналов соответствуют следующим частотам в ГГц: 1 – 21,0; 2 – 22,2; 3 – 31,4; 4 – 170; 5 – 175; 6 – 177; 7 – 179; 8 – 181; 9 – 183



Основой для измерения осадков в микроволновом диапазоне является тот факт, что излучение от Земли в Космос подвергается воздействию облачных элементов и выпадающих осадков. Это воздействие состоит в усилении сигнала на верхней границе атмосферы за счет дополнительного излучения или в ослаблении радиации вследствие рассеяния. Если выпадающие частицы гидрометеоров малы по сравнению с длиной волны излучения, то преобладают процессы поглощения и переизлучения. Когда же размер частиц приближается к длине волны, роль рассеяния увеличивается. Из-за больших различий излучательных свойств суши и моря для определения осадков над сушей и водой приходится использовать разные алгоритмы.

Для частот ниже 37 ГГц размер гидрометеоров мал, чтобы давать заметное рассеяние. Поэтому методика оценки осадков в этих диапазонах имеет в своей основе учет увеличения излучения частицами осадков по сравнению с радиометрически холодным океаном. Для измерений над сушей эта методика непригодна, так как большое излучение поверхности суши маскирует переизлучение от частиц осадков. Следовательно, необходимо учитывать процессы рассеяния, которые начинают играть существенную роль на частотах 37 ГГц.

На низких частотах можно оценивать осадки только над океаном по высоким значениям радиояркостной температуры  $T_b$ . Определять осадки над сушей можно по убыванию  $T_b$ .

Имеется ряд факторов, осложняющих процедуру восстановления осадков по радиометрическим измерениям. В случае осадков над водой в их зонах, по мере увеличения интенсивности, сначала происходит рост  $T_b$ , затем он или прекращается, или даже происходит некоторое убывание  $T_b$ . Это связано с тем, что крупные частицы осадков рассеивают уходящую радиацию и ослабляют ее. Ослабляющее воздействие на уходящее излучение могут оказывать также кристаллические частицы. Яркостная температура зависит от термодинамической, поэтому ее необходимо учитывать в алгоритмах. Например, при изменении интенсивности осадков от 0,01 до 0,6 мм/ч на частоте 85,5 ГГц  $T_b$  убывает от 270,5 до 259,5°К. Поскольку в умеренных широтах годовые различия температуры поверхности океана могут превышать 20°, это необходимо учитывать, по крайней мере, как сезонные изменения.

Интенсивно разрабатываются алгоритмы восстановления осадков по измерениям микроволновым радиометром SSM/I, который устанавливается, начиная с 1987 г., на спутниках DMSP. Эти спутники выводятся на круговую орбиту высотой 833 км, обладают полосой охвата 1400 км. Радиометр измеряет уходящее излучение на частотах 19,35; 22,23; 37,0; 85,5 ГГц. Разрешение прибора на местности меняется от 69x43 км<sup>2</sup> на 19,35 ГГц до 15x13 км<sup>2</sup> на 85,5 ГГц. Производится коническое сканирование под углом 53°.

В 1998 г. опубликованы результаты восстановления осадков по измерениям с SSM-1 по 20 алгоритмам, предложенным различными коллективами. Эти методы можно разделить так:

1. *Статистические.* Базируются на соотношениях между радиояркостной температурой  $T_b$  в одном или нескольких спектральных интервалах и интенсивностью выпавших осадков, полученных регрессионным методом на основе эмпирических данных.

2. *Квазифизические.* В алгоритмах этого типа используется комбинация модели переноса радиоизлучения и модели облака для установления связи между  $T_b$  и интенсивностью осадков. В них включаются также эмпирические зависимости, полученные с привлечением радиолокационных и станционных данных об осадках.

3. *Физические.* В этих методах используется модель переноса излучения и некоторая модель облака для получения взаимосвязи между  $T_b$  в одном или более диапазонах с осадками у поверхности земли.

4. *Физические модели с построением профиля.* Отличительной особенностью алгоритмов этого типа является то, что в них восстанавливается не интенсивность осадков у поверхности земли, а вертикальная структура одной или более категорий гидрометеоров посредством мультиспектрального обращения. Такие алгоритмы могут содержать как осаждающиеся, так и взвешенные гидрометеоры, находящиеся в жидкой и в твердой фазах. Осадки у поверхности земли диагностируются из полученных профилей. Это делается путем включения модели скорости падения осадков или путем установления регрессии между  $T_b$  и осадками.

Для оценки качества разработанных алгоритмов используются экспериментальные данные об осадках для облачных систем –

тропических и внетропических циклонов, облаков конвекции. Осадки оцениваются раздельно над сушей и над морем.

Процедура определения осадков состоит из двух этапов: просеивания и оценки осадков. В процессе просеивания отвергаются пиксели, в которых по тем или иным причинам (пороговым значения  $T_g$ , отклонениям  $T_g$  в разных диапазонах) осадков не должно быть.

Измерения в микроволновом диапазоне с целью определения осадков проводятся на спутнике “TRMM” (Tropical Rainfall Measurement Mission). На частотах 10,65; 19,35; 37; 85,5 ГГц измерения ведутся на вертикальной и горизонтальной поляризациях, а на частоте 21,3 ГГц – только на вертикальной.

В целом измерения осадков из Космоса методом пассивной локации представляются мало перспективными, т. к. они имеют грубое пространственное разрешение, зависят от многих факторов, усложняющих решение задачи.

Характеристики состояния подстилающей поверхности целесообразно определять в участках микроволнового диапазона, наименее подверженных влиянию атмосферы, т. е. в “окнах прозрачности”. В миллиметровом диапазоне – это частоты 37 и 90 ГГц, а в сантиметровом атмосфера наиболее прозрачна на частотах от 3 до 10 ГГц. Так же как и для инфракрасного диапазона, эти окна нельзя считать совершенно прозрачными: всегда необходимо вносить коррекцию на влияние атмосферы. Это достигается путем дистанционных измерений в различных спектральных полосах и получением независимой информации об основных атмосферных факторах ослабления излучения в этом диапазоне: водяном паре, облаках и осадках.

Дистанционные измерения состояния подстилающей поверхности средствами пассивной локации базируются на том, что собственное электромагнитное излучение подстилающей поверхности, а также рассеяние ею излучения, поступающего из атмосферы, зависят от ее структуры и состояния.

Известно, что наименьшей излучательной способностью обладает океан. Для спокойного океана и безоблачной атмосферы над ним  $T_g$  минимальна. Увеличение излучательной способности океана происходит из-за волнения или наличия на его поверхности плавающих льдов.

Типичные значения относительной излучательной способности различных участков суши меняются от 0,6 до 0,95. Они зависят от ее свойств и состояния и от используемых в радиометрии частот.

Вообще поверхности можно разделить на два класса:

I. “Поглощающие” поверхности, для которых  $T_g$  растет с увеличением частоты. К этому классу относится суша, покрытая растительностью.

II. “Рассеивающие” поверхности, для которых  $T_g$  убывает с ростом частоты.

Есть еще и промежуточный класс – полуаридная суша, снег, покрытый ледяной коркой (наст). На различии излучательных (рассеивающих) свойств разных поверхностей основано определение их состояния.

Важной характеристикой радиационных свойств является состояние поверхностей, поляризация ими излучения.

Методами пассивной локации в микроволновом диапазоне проводятся эксперименты по получению информации о температуре поверхности океана, степени ее взволнованности, о скорости ветра в приводном слое атмосферы, о ледовом покрове водоемов, снежном покрове и влажности почвы.

Для определения температуры поверхности океана (ТПО) используются низкочастотные каналы, т. к. на них зависимость радиояркостной температуры от термодинамической выражена лучше. Кроме того, на низких частотах влияние атмосферы минимально. Точность измерений ТПО в СВЧ диапазоне хуже, чем при измерениях в инфракрасной области. Это связано прежде всего с тем, что коэффициент излучения воды в СВЧ диапазоне мал (0,4) и зависит от волнения водной поверхности.

Для измерения ТПО из Космоса обычно используют угол визирования  $\theta \approx 55^\circ$ , так как при этом влияние ветра минимально. Существующие алгоритмы определения ТПО пока не выходят за рамки линейной регрессии. Первые такого рода измерения были выполнены со спутника “Космос-243” на частотах 3,5 и 8,8 ГГц. Наиболее полные сравнения измерений в СВЧ диапазоне с данными измерений с судов были сделаны применительно к радиометру SSM/I. Здесь ТПО получалась построением регрессии между измерениями на частотах 37 и 85,5 ГГц и ТПО. Качество восстанов-

ления ТПО проверялось сравнением с климатическими и судовыми данными. Среднеквадратическое отклонение составило  $1,7^\circ\text{K}$ . Достижение более высокой точности измерений ТПО методами пассивной локации в СВЧ диапазоне пока является недостижимой задачей. Повысить точность измерений можно, если привлечь поляриметрические измерения и ввести коррекцию на взволнованность морской поверхности. В измерениях Института космических исследований, выполненных с самолета, при использовании такой методики была достигнута точность  $0,5^\circ\text{K}$ . Несомненным преимуществом СВЧ измерений является их независимость от наличия облачного покрова, что позволяет определять ТПО в областях, покрытых облачностью. Вообще перспективна комбинация ИК и СВЧ измерений. ИК измерения, как более точные, могут служить для измерений в безоблачных районах в качестве калибровочных для оценки СВЧ измерений. Скорректированные по ИК измерения СВЧ данные могут использоваться затем в районах с частичной и полной облачностью, где измерения ТПО радиометрами, работающими в инфракрасной области спектра, невозможны.

Для получения информации о степени волнения водной поверхности принципиальное значение имеет учет законов рассеяния микроволнового излучения. На взволнованной морской поверхности происходит весьма сложное рассеяние СВЧ. Это обусловлено тем, что при волнении водной поверхности на ней формируется сложный спектр волн: от длинных, измеряемых десятками метров, до гравитационно-капиллярных (ряби) с длиной волны порядка сантиметров. Кроме того, при сильном волнении и опрокидывании волн образуется пена – неустойчивая смесь воды и воздуха в разных пропорциях. Наличие пены сильно меняет излучательную способность водной поверхности. Различные по длине волны имеют к тому же разные углы наклона элементов поверхности. Все это создает очень сложный рельеф морской поверхности, который делает практически невозможным полностью детерминированный расчет рассеяния и заставляет прибегать к некоторым гипотезам относительно того или иного закона распределения волн. В любом варианте этот закон оказывается не универсален, а является функцией скорости ветра и волнения в некоторой окрестности. Учесть вклад морской пены и брызг в формирование рассеяния удается пока весьма при-

ближенно, поскольку параметры пены: относительное соотношение в ней воды и воздуха, микроструктура пенных образований и распределение этих характеристик по толщине и поверхности практически не изучены. Все это очень важно, поскольку в микроволновом диапазоне излучения, когда измерения ведутся на сантиметровых и миллиметровых волнах, мелкие гравитационно-капиллярные волны (рябь) и пена дают основной вклад в рассеяние. Существенна и угловая зависимость излучения и рассеяния. В целом эта зависимость состоит в том, что с увеличением зенитного угла  $\theta$  до  $55^\circ$  происходит увеличение радиояркостной температуры. При дистанционных измерениях волнения визирование поверхности происходит не в надир, а под довольно большим углом – порядка  $40\text{--}50^\circ$  по отношению к надиру.

Измерения волнения из Космоса производятся в связи с тем, что этот параметр сам по себе важен для судоходства, а также в связи с тем, что по степени взволнованности можно определить с некоторой степенью точности скорость ветра в приводном слое. Здесь необходимо сразу оговориться, что простыми методами пассивной локации можно определить только скорость ветра, а направление ветра по одной радиояркостной температуре определить невозможно.

Измерения с целью получения информации о морском волнении и скорости ветра в приводном слое проводились и проводятся в настоящее время на многих спутниках. Для этого используются радиометры сантиметрового диапазона. Такие измерения велись в 1973 г. со спутника “Скайлаб” на длинах волн 2,8 и 4,5 см, на спутнике “Океан” на длине волны 3 см. Результаты сопоставления скорости ветра по СВЧ измерениям с данными судовых измерений показывают, что методами пассивной локации в микроволновом диапазоне возможно достигнуть точности определения скорости ветра около  $\pm 2$  м/с. Точность определения скорости ветра понижается при уменьшении его скорости. Как показывают оценки, при скоростях ветра более 7 м/с точность измерений составляет около  $\pm 1,0$  м/с и около  $\pm 1,6$  м/с при меньших скоростях. В 85% случаев по измерениям радиометром SSM/1 в диапазоне скоростей ветра 3–25 м/с она восстанавливается с точностью  $\pm 2$  м/с. Точность измерений падает при сильном дожде и плотной облачности, поскольку частицы крупнокапельных облаков и

осадков существенно искажают сигнал, приходящий на приемник от поверхности океана.

Алгоритмы восстановления характеристик ледового и снежного покрова по данным радиометрии основаны на зависимости излучательной способности в микроволновом диапазоне от физических свойств льда и снега.

Радиоизлучение морского льда зависит от его температуры, солености, заснеженности, а также от внутренней структуры и толщины. Поскольку структура льда связана с его возрастом, появляется принципиальная возможность определять возраст льда. Радиоизлучение, как и рассеяние снежным покровом зависит от его температуры, плотности, влажности и микроструктуры. С одной стороны, хорошо, что излучение и рассеяние в микроволновом диапазоне зависит от многих факторов, так как имеется принципиальная возможность определять их, но, с другой стороны, это существенно усложняет процедуру идентификации сигнала, относящегося к той или иной характеристике.

Следует подчеркнуть, что корректное решение задачи требует знания, по крайней мере, трех компонент: электродинамической модели снега и льда, комплекса аппаратуры, основанного на такой модели, и математического метода решения обратной задачи. Работы в этом направлении ведутся, однако они далеки от совершенства и в интерпретации данных пока преобладают статистические методы.

Весьма приближенно можно сказать, что радиояркая температура льдов максимальна для двухлетних, которые имеют большую толщину, но содержат еще много рассеивающих неоднородностей. Многолетние, более плотные льды, имеют меньшую рассеивающую способность и, при прочих равных условиях, меньшую радиояркую температуру. Рассеивающие свойства снега существенно возрастают с увеличением его влажности, поэтому максимальной радиояркой температурой обладает влажный снег.

Из-за многофакторности процессов излучения с поверхностей в пассивной локации снега и льда и в интерпретации её результатов преобладают качественные регрессионные методы. Качественные методы основаны на контрастах – производится просто идентификация ледовых полей в океане по различиям радиояркой тем-

пературы открытой воды и морского льда. Никаких количественных оценок типа льда, его возраста и толщины не производится. Аналогично поступают и со снежным покровом. Для получения количественных оценок толщины льда и возраста ледового покрова используют регрессионные соотношения.

Дистанционные измерения снежного и ледового покровов методами пассивной локации производятся в сантиметровом диапазоне и в окнах прозрачности миллиметрового на многих спутниках, начиная с “Космоса-243”, где велись измерения на длинах волн 8,6; 3,4 и 0,8 см. Со сравнительно высоким пространственным разрешением (18x18 км<sup>2</sup>) наблюдения за снегом и льдом велись со спутника “Сисат” на длинах волн 4,5; 2,8 и 0,33 см. По данным этих измерений оказалось возможным отделять многолетние льды от однолетних.

Определение характеристик снежного покрова также базируется в основном на эмпирических связях: строятся регрессионные соотношения значений радиояркой температуры на разных частотах и запаса снега. Такого рода работы проводились, например, с использованием измерений на частотах 37 и 18 ГГц со спутника “Сисат”. Для тестовых площадок коэффициент корреляции между  $\Delta T_g$  (разность радиояркой температуры на этих частотах) и запасом снега оказался большим – 0,85, а с учетом атмосферной коррекции и площади, занятой древесной растительностью, увеличился до 0,95. В других работах сходного содержания таких высоких корреляций получать не удавалось, что можно понять, поскольку снежный покров везде разнообразен. Из-за этого разнообразия для каждого района и для каждой зимы надо находить свою регрессионную зависимость, причем с достаточной точностью она может быть найдена лишь в конце зимы на основании всего сезонного ряда наблюдений.

Итак, можно констатировать, что методы пассивной локации снега и льда дают пока информацию качественного характера, в лучшем случае получают грубые количественные оценки.

Излучательные и рассеивающие свойства грунтов зависят от их механического состава и степени увлажнения. Не вдаваясь в подробности, относящиеся к диэлектрической проницаемости грунтов, отметим лишь то, что, при прочих равных условиях, легкие грунты имеют более высокую радиояркую температуру, а тя-

желе и влажные – более низкую. Эта закономерность обусловлена тем, что вода имеет малый коэффициент излучения; она может быть использована для определения влажности почв дистанционными методами. Для этого необходимо произвести измерения их излучения в сантиметровом диапазоне. Эксперименты по определению влажности почвы с помощью пассивной локации на волне 21 см были проведены на спутнике “Скайлаб”, а на спутнике “Сисат” на длинах волн 4,5 и 2,8 см.

Попытки оценить влажность почвы по измерениям на частотах 19 и 37 ГГц делались на спутниках “Метеор”. Сейчас это осуществляется применительно к измерениям радиометром SSM/I. Следует отметить, что для измерения влажности более подходящими являются низкие частоты, так как на них меньше влияют растительный покров и атмосфера. В самолетных вариантах радиометров для оценки влажности почвы используются измерения на частоте 1,4 ГГц. Применение более низкочастотных радиометров сталкивается с чисто техническими трудностями, поскольку известно, что чем ниже частота, тем меньше интенсивность сигнала.

Чувствительность радиояркостной температуры, измеряемой спутником, к различным свойствам подстилающей поверхности можно оценить путем моделирования микроволнового излучения при различных значениях параметров, характеризующих состояние подстилающей поверхности. Применительно к частотам 19 и 37 ГГц было исследовано влияние на  $T_a$  влажности почвы, степени покрытия ее растительностью, температуры и шероховатости её поверхности. Результаты этих экспериментов показали, что вариации влажности почвы  $\theta$  меняют  $T_a$  несущественно. При отклонении  $\theta$  на  $\pm 30\%$  соответствующие изменения в  $T_a = T_B + T_G$  составляют  $+0,5\%$  и  $-0,3\%$  для 19 ГГц и 0,4 и  $-0,2\%$  для 3 ГГц (здесь  $T_B$  и  $T_G$  – радиояркостная температура на вертикальной и горизонтальной поляризациях).

Радиояркостная температура  $T_a$  практически линейно зависит от температуры почвы  $T_p$ . При вариации  $T_p$  20°К  $T_a$  изменяется тоже на 20°К. Таким образом, если использовать  $T_a$  для оценки влажности почвы, нужно иметь независимую информацию о температуре подстилающей поверхности.

Шероховатость поверхности мало меняет  $T_a$ .

Влияние растительности на радиояркостную температуру  $T_a$  собственно земной поверхности заключается в том, что она, во-первых, экранирует излучение поверхности грунтов и почв, на которых произрастает, а во-вторых, обладает способностью сама испускать и рассеивать излучение. Ее собственное излучение существенно меняется в зависимости от типа растительности и влагосодержания листвы. Для характеристики последнего вводится понятие объемная влажность.

Объемная влажность, как показывают экспериментальные данные, при ее изменении от 0,05 (сухой лист) до 0,65 (насыщенный влагой лист) обуславливает, при прочих равных условиях, изменения радиояркостной температуры  $\Delta T_a$  на 6°К на частоте 19 ГГц и 4°К на частоте 37 ГГц.

Степень экранирования растительностью поверхности грунтов и почв, на которых она произрастает, учитывается таким параметром, как “индекс площади листьев”, либо проективное покрытие, под которым понимается отношение площади, занимаемой ею в поле зрения измерительной аппаратуры к общей площади поля зрения.

Таким образом, определение влажности почв в диапазонах частот, используемых в радиометрах на искусственных спутниках Земли, нуждается в дальнейшем совершенствовании.

Измерения на более низких частотах кажутся более перспективными. Так, при самолетных измерениях на частоте 1,4 ГГц над полигоном, оборудованным наземными измерениями влажности почвы, было получено расхождение в измерениях влажности в верхнем 5-сантиметровом слое всего 1,5%.

## Глава 5

### ИЗМЕРЕНИЯ В МИКРОВОЛНОВОМ ДИАПАЗОНЕ СРЕДСТВАМИ АКТИВНОЙ ЛОКАЦИИ

Для активной локации подстилающей поверхности на спутник или самолет устанавливается радар, как правило импульсный. Как и в других диапазонах электромагнитного спектра, радиолокация в микроволновом диапазоне базируется на приеме

отраженного сигнала, структура волны которого зависит от свойств различных поверхностей.

В ходе многочисленных экспериментов было установлено, что рассеивающая способность поверхности океана зависит от волнения его поверхности. В целом взволнованная поверхность обладает большей рассеивающей способностью, чем штилевая. Было обнаружено также, что рассеивающие свойства льда в микроволновом диапазоне зависят от его электромагнитных и физических характеристик, существенно отличающихся от таковых для воды, поэтому оказывается возможным средствами радиолокации идентифицировать морские льды. В радиодиапазоне можно осуществлять альтиметрию. Альтиметрия интересна как для геодезистов, так и для океанологов.

Проблема альтиметрии обусловлена техническими сложностями и необходимостью определения пространственных координат спутника в момент измерений – его *позиционирования*.

Эксперименты с радиовысотомером спутника “Космос-1151” дали оценку точности определения высоты его полета около 0,7–0,8 м.

На американских космических аппаратах “Скайлаб”, “Геос” и “Скайсаг” была достигнута точность их позиционирования  $\pm 10$  см, а данные, полученные с использованием спутника “Jason-1” в 2001 г., дали точность 2–3 см. Такая точность позволяет решать многие проблемы динамической океанологии и, разумеется, определять интенсивность волнения океана, прежде всего для решения практических задач, например, оценки условий навигации, работы нефтедобывающих платформ и т. д. В последнее время со спутников методами альтиметрии определяется средняя высота волн с точностью до  $\pm 0,5$  м.

Средствами активной локации можно получать данные о степени увлажнения поверхности суши.

Дистанционные измерения методами активной локации в микроволновом диапазоне спектра волнения морской поверхности основаны на измерениях эхо-сигнала, который зависит от состояния водной поверхности. Океанические волны имеют различные размеры от капиллярных до приливных. Капиллярные волны имеют длину около сантиметра, а приливные – тысячи километров. Очень крупные волны, типа приливных, на процессы рассеяния излучения в микроволновом диапазоне практически не влияют. Микроволно-

вое излучение в миллиметровом и сантиметровом диапазонах рассеивают морская пена, капиллярные и гравитационно-капиллярные волны; на длинах волн порядка 10 см ответственными за рассеяние являются гравитационные волны дециметровой и метровой длины. Наибольший вклад в рассеяние радиолокационных импульсов дают волны, соизмеримые с длиной волны зондирующего сигнала. Активная локация ведется со спутников, как правило, в сантиметровом диапазоне. Экспериментальными исследованиями показано, что в широком секторе углов наблюдений рассеяние имеет избирательный характер и модель этого явления, иногда называемая двухмасштабной, надежно описывает почти все закономерности радиолокационных отражений. В рамках этой модели рассеяние определяется только теми морскими волнами, волновые числа которых удовлетворяют условию

$$v_0 = 2\kappa \sin \Theta, \quad (31)$$

где  $v_0 = 2\pi/\lambda_0$  – волновое число морской волны,  $\kappa = 2\pi/\lambda$  – волновое число волны, излучаемой радаром,  $\Theta$  – угол падения зондирующего сигнала. В микроволновом диапазоне рассеивателями, удовлетворяющими этому условию, являются гравитационно-капиллярные волны (рябь). Модель избирательного рассеяния предполагает суперпозицию ряби и крупных (энергонесущих) волн. Основная характеристика рассеяния – эффективная площадь (аналог сечения рассеяния в оптическом диапазоне) имеет, в рамках модели избирательного рассеяния, следующий вид

$$\sigma_0 = 16\pi\kappa^4 |F(\epsilon, \Theta)|^2 S(v_0). \quad (32)$$

Здесь  $F(\epsilon, \Theta)$  – множитель, зависящий от  $\Theta$  и  $\epsilon$  – показателя комплексной диэлектрической проницаемости воды,  $S(v_0)$  – спектральная плотность волнения в области волновых чисел  $v_0$ ,  $\kappa$  – волновое число зондирующего импульса. Типичная зависимость  $\sigma_0$  от угла падения приведена на рис. 8. Здесь эффективная площадь рассеяния дана в децибелах (дБ) относительно  $\text{м}^2$ . Рост  $\sigma_0$  при  $\Theta < 40^\circ$  связан с ростом  $S(v_0)$ , поскольку с увеличением  $\Theta$  наблюдается увеличение спектральной плотности рассеивающей ряби. Влияние крупных волн в модели учитывается распределением их эффективных наклонов, меняющих локальный угол облучения ряби, входящий в формулу для  $\sigma_0$ . Оно оказывается особенно существен-

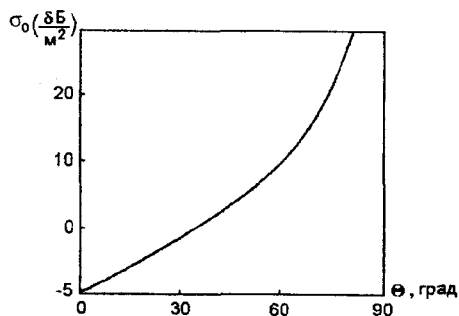


Рис. 8. Зависимость эффективной площади рассеяния ( $\sigma_0$ ) от угла падения зондирующего сигнала  $\Theta$

ным при больших ( $\Theta > 80^\circ$ ) и малых ( $\Theta < 25^\circ$ ) углах падения зондирующего сигнала.

При радиолокационном облучении морской поверхности на углах, близких к вертикали, интенсивность рассеянного сигнала определяется в основном квазизеркальным отражением от элементов крупных волн с характерными значениями, значительно превышающими длину волны

зондирующего импульса. Поэтому измерения под углами, близкими к надиру, в микроволновом диапазоне нежелательны.

Уравнение радиолокации в случае определения морского волнения и скорости приводного ветра имеет следующий вид

$$P_{\lambda,пр} = P_{\lambda,изл} A \sigma_{0\lambda}, \quad (33)$$

где  $P_{\lambda,пр}$  – мощность принятого сигнала,  $P_{\lambda,изл}$  – мощность излученного сигнала,  $A$  – коэффициент, характеризующий технические характеристики передатчика и антенны,  $\sigma_{0\lambda} = f(\epsilon, \Theta, S_\lambda)$  – эффективная площадь рассеяния, являющаяся функцией диэлектрической проницаемости воды  $\epsilon$ , угла визирования  $\Theta$  и спектральной плотности волнения в области длин волн  $S_\lambda$ . Чтобы получить характеристики волнения (уклон, высоту и размер волн), необходимо знать спектр волнения. Если такие данные есть, то по принятому сигналу  $P_{пр}$  и известным характеристикам приемно-передающей аппаратуры можно определить параметры волнения. Успешность решения задачи будет зависеть от того, насколько хорошо принятая модель спектра волнения отражает реальность. Для определения скорости ветра в приводном слое необходимо иметь дополнительно модель, связывающую скорость и направление ветра со структурой волнения, т. е. иметь соотношение типа  $\vec{u} = f(\vec{S}_\lambda)$ . Поскольку  $\vec{u}$  и  $\vec{S}_\lambda$  являются векторами, для полного решения задачи требуется знать не только величину уклонов, высоту (длину) волн, формирующих спектр, но и их ориентацию в пространстве. Если используются только скалярные характеристики спектра, можно опреде-

лить только модуль скорости ветра. Для получения сведений о не-изотропности волнения необходимо произвести измерения, по крайней мере, по двум ортогональным направлениям.

В настоящее время скорость ветра в приводном слое, над открытыми участками акваторий, определяется со спутников в диапазоне скоростей от 3–4 до 26–30 м/с со средним квадратичным отклонением 2–3 м/с, а по направлению  $\pm 20^\circ$ .

Наиболее распространенную группу устройств дистанционного измерения параметров поверхности Земли представляют собой радиолокационные системы бокового обзора (РЛС БО). Они имеют высокое пространственное разрешение. По способу достижения разрешения в направлении полета РЛС БО делятся на амплитудные, с относительно низким разрешением, и когерентные, с высоким разрешением. В первом случае разрешение достигается применением антенны с максимально возможными размерами, во втором – путем когерентного суммирования отраженных сигналов, принимаемых в процессе движения носителя путем фактического увеличения размеров антенны, что достигается перемещением в пространстве антенны реальных размеров и запаздыванием сигнала. В русскоязычной литературе такие системы называются радиолокаторами с синтезированной апертурой (РСА). Системы РСА запускались на спутниках “Сисат” и “Шатл”. На них достигается высокое пространственное разрешение (25 м), однако они обладают рядом ограничений, связанных с трудностями получения широкой полосы обзора и необходимостью обработки большого потока информации. Кроме того, в случае движения на поверхности отражающих элементов нарушается процесс когерентного сложения сигналов и реализация потенциального разрешения становится невозможной.

Амплитудные РЛС БО имеют широкую полосу обзора (примерно 550 км), высокую оперативность доставки информации, разрешение 1–2 км, вполне достаточное для решения многих гидрометеорологических задач.

РЛС БО высокого разрешения была запущена в Космос впервые в СССР в 1983 г. и функционировала затем на спутниках серии “Океан”.

Эта РЛС БО излучает на длине волне  $\lambda = 3,1$  см. На этой волне максимальное отражение от ряби и наибольший контраст отраже-

ния от однолетних и многолетних льдов. К сожалению, на этой длине волны происходит интенсивное рассеяние излучения крупными гидрометеорами в зонах падения осадков и сигнал, отраженный поверхностью Земли, искажается. Обзор поверхности Земли производится сбоку от траектории полета спутника, поэтому такие системы и называются системами бокового обзора. Полоса обзора – 475 км, разрешение в направлении полета составляет 2,1–2,5 км, а в направлении по нормали к траектории полета – 0,6–0,9 км. Длительность импульса излучения равна 3 мкс, частота повторений – 100 Гц. Антенна имеет длину рабочей части 11,085 м, а ширину –

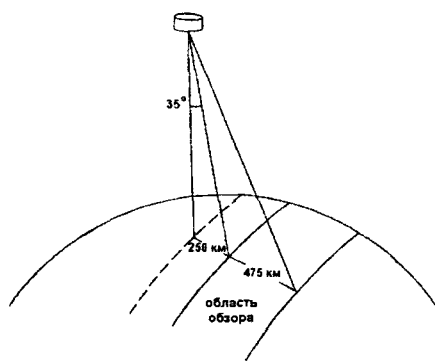


Рис. 9. Схема измерений радиолокационной станцией бокового обзора. Пунктиром отмечена проекция траектории спутника на поверхность Земли

4 см. Поскольку РЛС БО имеет только одну антенну, применительно к волнению можно получить информацию только о его скалярной части, т. е. о степени взволнованности морской поверхности, но ничего нельзя сказать о направлении ветра и пространственной ориентации волн. Схема измерений РЛС БО показана на рис. 9. Участки взволнованной поверхности на изображении РЛС БО имеют большую радиояркостную температуру, чем штилевые.

Подобные радиолокационные измерения в нашей стране велись со спутников “Алмаз”.

Для получения векторной характеристики волнения (высоты волн и направления их ориентации) необходима установка на спутнике двух, а лучше – трех антенн, сканирующих под разными углами по отношению к траектории полета спутника. Такого рода РЛС БО называются *скаттерометрами*.

Первый такого рода прибор с двумя антеннами был запущен на спутнике “Сисат”. Пространственное разрешение измерений составило 15 км поперек луча визирования и 70 км вдоль. Этим прибором были проведены измерения, которые сравнивались с судовыми измерениями ветра; точность измерения скорости ветра

при хорошо определяемом направлении оказалась не хуже  $\pm 2$  м/с. К сожалению, это не всегда удается с помощью двух антенн. В среднем точность определения направления составляет  $\pm 20^\circ$ , однако при некоторой ориентации волн относительно осей визирования может возникать неопределенность до  $180^\circ$ .

В скаттерометрах новых моделей, предназначенных для восстановления ветра в приводном слое, стали устанавливать три антенны. Рассмотрим подробнее скаттерометры на европейских спутниках ERS-1 и ERS-2.

На этих спутниках размещен скаттерометр, работающий на частоте 5,3 ГГц, имеющий вертикальную поляризацию. Скаттерометр имеет 3 независимые антенны, которые направлены под углами  $45^\circ$ ,  $90^\circ$  и  $135^\circ$  по отношению к направлению движения спутника. Каждая точка в поле зрения скаттерометра просматривается трижды: передним, средним и задним лучами (рис. 10). Полоса захвата наблюдениями до 500 км, эффективное разрешение на местности – около 50 км. От каждой элементарной площадки получается три эффективных сечения  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  и  $\sigma_3$ , которые необходимы для восстановления скорости ветра на высоте 10 м над морской поверхностью. Для решения задачи используется выражение

$$\sigma_0 = f(V, \varphi), \quad (34)$$

где  $V$  – модуль скорости ветра,  $\varphi$  – направление ветра относительно луча визирования антенной. Это выражение применяется для решения обратной задачи, т. е. отыскания  $\vec{V}$  по известным  $\sigma_i$ . Процедура нахождения вектора скорости ветра по известным  $\sigma_i$  ( $i = 1, 2, 3$ ) реализуется в несколько этапов. Сначала передаточная функция (34) используется в алгоритме обращения ветра. Он базируется на минимизации оценки максимального сходства (ОМС) для меняющихся скорости и направления

$$\text{ОМС} = \sum_{i=1}^3 \left[ \frac{\sigma_{oi} - \sigma_{osi}}{SD(\sigma_{osi})} \right]^2, \quad (35)$$

где  $\sigma_{oi}$  – измеренная величина сечения,  $\sigma_{osi}$  – моделируемая величина, получаемая из передаточной функции. Индекс  $i$  указывает лучи визирования:  $i = 1$  – передний,  $i = 2$  – средний,  $i = 3$  – задний.  $SD(\sigma_{osi})$  представляет собой меру шума в  $\sigma_0$ , определяемую инст-



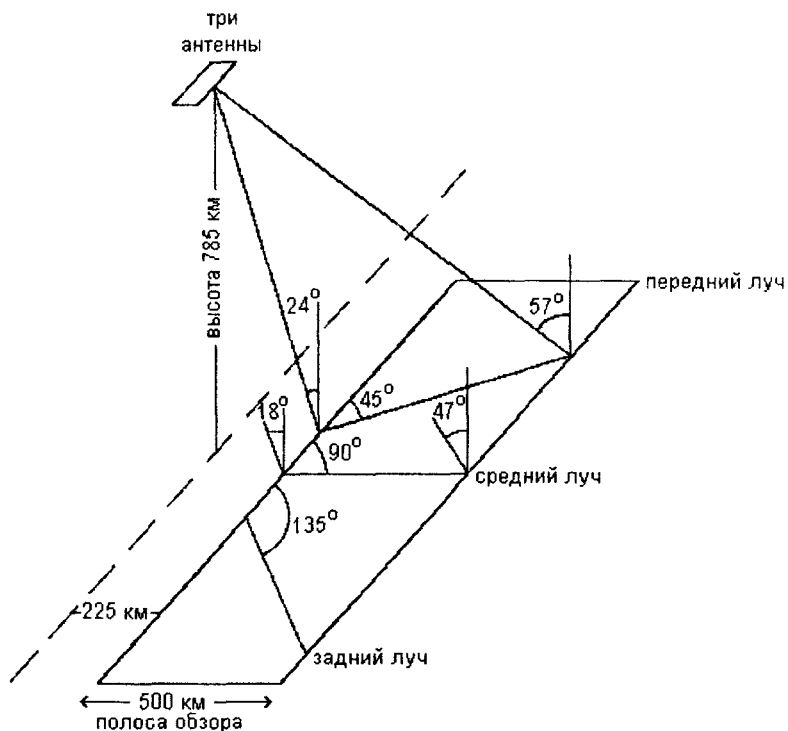


Рис. 10. Схема обзора земной поверхности скаттерометром, установленным на спутнике ERS. Пунктиром отмечена проекция на Землю траектории полета спутника

рументальными помехами, известными заранее. Полученная таким образом функция (35) может иметь несколько локальных минимумов с двумя наиболее вероятными решениями, отличающимися на  $\approx 180^\circ$  вследствие малого значения амплитуды “вниз по потоку/вверх по потоку” в передаточной функции. Эти локальные минимумы отношения “вниз по потоку/вверх по потоку” ранжируются в порядке убывающей вероятности и накапливаются как возможные решения для скорости и направления ветра.

На втором этапе устраняется неопределенность в решениях. Для этого: производятся сравнения результатов восстановления в нескольких соседних точках (а) и сравнение с полем первого приближения, которым является краткосрочный (до 6 ч) прогноз

по глобальной модели (б). Практика показала, что ограничение только операцией (а) дает более низкое качество восстановления. Включение операции (б) практически всегда правильно устраняет неопределенность. Смещенность восстановленного таким образом ветра по отношению к анализу поля ветра в Европейском центре среднесрочных прогнозов погоды (ЕЦСПП) составляет  $+0,5$  м/с, а среднеквадратическое отклонение –  $1,6$  м/с. По отношению к анализу Метеорологической службы Великобритании смещенность составляет  $-0,1$  м/с, а среднеквадратическое отклонение –  $1,6$  м/с.

Запуски скаттерометров продолжаются. В 1996 г. был запущен скаттерометр НАСА на спутнике ADEOS-1, а в 1999 г. – на ADEOS-2.

Общий подход к интерпретации измерений характеристик ледяного покрова состоит в том, что строится полуэмпирическая модель зависимости  $\sigma_0$  от таких факторов, как угол визирования  $\Theta$ , длина волны испускаемого импульса, шероховатость поверхности, температура. Далее, по градациям  $\sigma_0$  идентифицируется тот или иной тип льда. К сожалению, простого алгоритма перехода от эффективной поверхности рассеяния (ЭПР) к какой-нибудь одной характеристике льда не существует, т. к. на рассеяние радиоволн влияет много факторов: соленость, температура, покрытие льда снегом (сухим или влажным). Даже тонкий слой влажного снега практически полностью экранирует ледяной покров, что препятствует идентификации льда. При интерпретации микроволновых измерений в районах покровных ледников типа оледенения Гренландии или Антарктики, особенно зимой, приходится сталкиваться со следующими особенностями: верхняя часть таких ледников состоит из фирна с характерной небольшой плотностью ( $0,3-0,4$  г/см<sup>3</sup>), коэффициент поглощения фирна относительно невелик при низкой температуре и электромагнитное излучение может проникать на глубину 8–17 м. Здесь происходит многократное рассеяние сигнала. Поэтому для покровных ледников строится модель рассеяния, отличная от морского льда.

В настоящее время при радиометрических измерениях границы ледяного покрова определяются с разрешением 10–15 км. Это обусловлено шириной диаграмм направленности коротковолновых каналов радиометра и точностью географической привязки измере-

ний. Возраст льда оценивается двумя-четырьмя, а его сплоченность – семью-восемью градациями.

Анализ радиолокационной информации с океанографических ИСЗ типа “Космос-1500” показал, что она может быть эффективно использована для наблюдений за динамикой ледяного берега Антарктиды, обнаружения трещин в шельфовых ледниках, для прогноза откола айсбергов от шельфовых и выводных ледников, слежения за их дрейфом и разрушением в морях и океанах. Это возможно в любое время года, при любой освещенности, независимо от условий погоды.

Проведение регулярного и всепогодного радиолокационного мониторинга земной поверхности с ИСЗ открывает новые возможности для выявления и изучения различнопериодных закономерностей изменения свойств и условий формирования труднодоступных ледниковых покровов Антарктиды и Гренландии. Действующие спутниковые средства дистанционного зондирования обеспечивают регулярное получение радиотепловых и радиолокационных изображений полярных областей Земли.

Количественная оценка снежного покрова (его высоты, влагозапаса) весьма затруднительна, поскольку рассеивающие свойства снега зависят от его микроструктуры и влажности. В целом сухой снег является более прозрачным для микроволнового излучения, поэтому ЭПР поверхности, покрытой сухим снегом, определяется в основном ЭПР подстилающей поверхности. ЭПР влажного снега намного больше, чем сухого, и имеется возможность идентификации участков, покрытых влажным снегом. Производится предварительное изучение ЭПР в интересующем районе ( $\sigma_{pen}$ ) и ЭПР, соответствующие влажному снегу  $\sigma_{ac}$ , устанавливается пороговое значение  $\sigma_{ac}/\sigma_{pen} = \text{ПОР}$ , классифицирующее данный пиксель, как покрытый влажным снегом. Эти климатические характеристики используются для обнаружения участков, покрытых влажным снегом.

Во всех измерениях радиолокационными станциями бокового обзора, работающими в сантиметровом диапазоне, содержится информация о выпадающих осадках, однако от такой аппаратуры поступает аналоговый, плохо калиброванный сигнал, поэтому возникают трудности в его количественной интерпретации.

В ноябре 1997 г. на спутнике TRMM был запущен радиолокатор, созданный специально для получения информации об осадках.

Спутник был выведен на круговую орбиту высотой 350 км, с наклоном орбиты к плоскости экватора  $35^\circ$ . Это позволило улучшить пространственное покрытие земной поверхности измерениями. Радиолокатор, установленный на борту спутника, работал на частоте 13,8 ГГц с разрешением 4 км и полосой захвата 250 км. На борту спутника была установлена аппаратура пассивной локации, сходная с аппаратурой SSM/I, но имеющая дополнительный низкочастотный канал. Измерения этим радиометром ведутся на частотах 10,65; 19,35; 21; 37; 85,5 ГГц. Измерения на этих частотах, кроме 21 ГГц, ведутся на вертикальной и горизонтальной поляризациях, а на частоте 21 ГГц – только на вертикальной. Радиометр имеет полосу захвата 76 км.

Радиолокация атмосферных объектов с земной поверхности началась намного раньше, чем их локация из Космоса. Радиолокатор был изобретен во время Второй мировой войны в Великобритании как устройство для обнаружения самолетов. Его метеорологическое применение началось вскоре после окончания войны.

В метеорологических радиолокаторах используются волны длиной от 1 до 10 см. Важная их особенность заключается в способности проникать сквозь облака и осадки. Для длин волн более 5 см ослабление излучения в облаках и туманах незначительное по сравнению с полным его затуханием для волн видимого и инфракрасного диапазонов.

Распространение электромагнитных волн в атмосфере, содержащей продукты конденсации, характеризуется диэлектрической проницаемостью среды  $\epsilon$ , которая зависит от водности облаков, фазового состояния воды в них, преломляющих свойств среды, обусловленных размерами и формой взвешенных, либо падающих в ней частиц. Излучение волн сантиметрового диапазона ослабляется в основном облачными элементами, гидрометеорами и крупными аэрозолями. Влияние газов на него пренебрежимо мало. Ослабление электромагнитных волн гидрометеорами в атмосфере происходит вследствие их поглощения и рассеяния. Интенсивность ослабления излучения оценивается, как известно, эффективными площадями поглощения и рассеяния. Эффективная площадь поглощения (ЭПП) излучения в представлении Рэлея для мелких частиц ( $\pi D/\lambda \ll 1$ ) имеет вид:

$$\sigma_{mi} = \frac{\pi^2 D^3}{\lambda} I_m \left( -\frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right), \quad (36)$$

где  $m$  – коэффициент преломления,  $D$  – диаметр частиц,  $I_m$  – мнимая часть стоящего в скобках выражения. Из (36) следует, что поглощение сигнала обратно пропорционально длине волны, т. е. короткие волны сильнее поглощаются гидрометеорами, чем длинные, поэтому для увеличения проницаемости среды предпочтительнее использовать длинные волны. Поглощение пропорционально  $D^3$ .

ЭПР при  $\pi D/\lambda \ll 1$  может быть рассчитана по формуле Рэлея, которая имеет вид:

$$\sigma_{pr} = \frac{\pi^5 D^6}{\lambda^4} \left( -\frac{m^2 - 1}{m^2 + 1} \right)^2. \quad (37)$$

Очевидно, что ослабление сигнала происходит вследствие суммарного действия поглощения и рассеяния. В качестве примера приведем расчеты полного ослабления для воды. Они сделаны для  $t = 18^\circ\text{C}$  в предположении экспоненциального распределения капель по размерам

$$\gamma_0 = \begin{cases} 3,43 \cdot 10^{-4} R^{0,97} & \text{при } \lambda = 10 \text{ см} \\ 1,8 \cdot 10^{-3} R^{1,05} & \text{при } \lambda = 5 \text{ см} \\ 10^{-2} R^{1,21} & \text{при } \lambda = 3,2 \text{ см} \end{cases}. \quad (38)$$

Здесь  $R$  – интенсивность осадков в мм/ч,  $\gamma_0$  в дБ/км.

Ослабление, вносимое осадками в виде снега, если он сухой, меньше, чем каплями воды, так в сухом снеге

$$\gamma_{сн} = 3,5 \cdot 10^{-2} \left( \frac{R^2}{\lambda^4} \right) + 2,2 \cdot 10^{-3} \left( \frac{R}{\lambda} \right). \quad (39)$$

Здесь  $R$  – осадки, мм/ч,  $\lambda$  – длина волны, см. При длине волны  $\lambda = 10$  см ослаблением в сухом снеге можно пренебречь. Снег, покрытый пленкой воды, дает большее ослабление радиоволн. Исходя из характеристик ослабления, можно было бы сделать вы-

вод о том, что в целях радиолокации было бы лучше использовать более длинные волны, однако на более длинных волнах часть гидрометеоров не будет регистрироваться вообще. Энергия длинных волн меньше, поэтому для достижения того же пространственного разрешения, что и на коротких волнах, требуются гораздо большая мощность источника излучения и площадь зеркала приемной антенны: приемно-передающее устройство становится более громоздким и дорогим. Для достижения поставленной цели ищется компромиссное решение. Итак, возможность различать два соседних одинаковых объекта зависит от длины волны и диаметра передающей и принимающей антенны  $D$ . Соотношение между угловым разрешением  $\Delta\Theta$ , длиной волны и диаметром антенны хорошо аппроксимируется выражением

$$\Delta\Theta \approx 140\lambda / D, \quad (40)$$

откуда видно, что для достижения одного и того же разрешения при использовании более коротких волн можно обойтись гораздо меньшей антенной.

Сейчас в метеорологических локаторах используется интервал  $10 \text{ см} \geq \lambda \geq 3 \text{ см}$ . В российском МРЛ-5 используется два диапазона: 3 и 10 см. В большинстве зарубежных МРЛ используются волны 5–6 см.

Возвращаясь к интерпретации информации, получаемой по данным регистрации рассеянного сигнала, необходимо помнить прежде всего, что метеорологические объекты представляют собой множественные объемно распределенные цели, состоящие из большого числа элементарных отражателей.

Мощность радиолокационных сигналов, отраженных от такой цели, в предположении некогерентности рассеяния, равна сумме мощностей сигналов, отраженных отдельными частицами. В случае монодисперсных частиц

$$\sigma_0 = \sum_{i=1}^N \sigma_i. \quad (41)$$

Облачные элементы, как и выпадающие из облаков осадки, имеют различную форму, размеры и фазовое состояние.

Для математического описания условий рассеяния в такой среде необходимо знать закон распределения частиц по размеру  $N(D)$ . Эффективная площадь рассеяния, если закон известен:

$$\sigma_0 = \int N(D)\sigma(D,\lambda)dD. \quad (42)$$

Рассмотрим определение разрешающего объема как элемента пространства, содержащего взвешенные частицы различных размеров. Так как дальность  $R$  до объема, облучаемого высокочастотным импульсом, распространяющимся со скоростью  $c$  и длительностью  $\tau$ , намного больше расстояния  $c\tau$ , занимаемого импульсом в пространстве, то этот объем можно считать цилиндром с площадью основания  $S$  и высотой  $c\tau$ . Однако сигналы, отраженные от гидrometeorных частиц, заполняющих указанный объем, будут одновременно приходить на вход приемника не со всего цилиндра, а с его части высотой  $c\tau/2$  (от остальной части сигнал не успеет пройти за время между двумя соседними импульсами). В результате для узкой симметричной диаграммы направленности шириной  $\Theta$  разрешенный объем будет

$$V = S \cdot \frac{c\tau}{2} = \frac{\pi R^2 \Theta^2 c\tau}{8}. \quad (43)$$

В случае монодисперсных частиц их количество в объеме есть  $N \cdot V$ , где  $N$  ( $\text{м}^{-3}$ ) – объемная концентрация, поэтому ЭПР будет:

$$\sigma_0 = \frac{c\tau \pi^6 R^2 \Theta^2 N D^6}{8\lambda^4} \left( \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right)^2. \quad (44)$$

В случае частиц, распределенных по закону  $N(D)$ , ЭПР имеет вид

$$\sigma_0 = \frac{\pi^6 R^2 \Theta^2 c\tau}{8\lambda^4} \int N(D) D^6 \left( \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right)^2 dD. \quad (45)$$

Уравнение дальности до точечной цели имеет вид

$$P_{np} = \frac{P_u \sigma_0 \tilde{D} A}{(4\pi)^2 R^4}. \quad (46)$$

Здесь  $P_{np}$  – мощность принятого сигнала,  $P_u$  – мощность сигнала, излучаемого антенной,  $\sigma_0$  – ЭПР,  $\tilde{D}$  – коэффициент направленного действия антенны,  $A$  – эффективная площадь антенны,  $R$  – рассто-

яние до цели. Подставляя сюда  $\sigma_0$  для случая монодисперсных частиц и используя отношения

$$\tilde{D} = \frac{4\pi A}{\lambda^2}, \quad (47)$$

$$\tilde{D} = \frac{16}{\Theta^2}, \quad (48)$$

получим

$$P_{np} = \frac{\pi^3 P_u c\tau N \sigma D^6}{32\lambda^2 R^2} \left( \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right)^2. \quad (49)$$

В этом выражении часть переменных характеризует радиолокационный сигнал, а часть – состояние среды. Первая группа переменных бывает обычно известна и группируется в единый множитель, именуемый потенциалом метеорологического лоатора:

$$\Pi = \frac{\pi^3 P_u c\tau}{32\lambda^2}. \quad (50)$$

Второй множитель, именуемый отражаемостью метеоцели, имеет вид

$$Z = N D^6 \left( \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right)^2 [\text{м}^3]. \quad (51)$$

Тогда

$$P_{np} = \frac{\Pi \cdot Z}{R^2}. \quad (52)$$

Это уравнение часто называют уравнением радиолокации. Таким образом, по известной мощности принятого сигнала  $P_{np}$  и известному потенциалу метеорологического радиолокатора  $\Pi$  можно определить отражаемость цели  $Z$ . В случае монодисперсных частиц без учета рефракции

$$Z = N D^6 = \frac{1}{V} \sum D_i^6 [\text{м}^3]. \quad (53)$$

Таким образом, отражаемость цели может интерпретироваться как сумма диаметров частиц в единице объема, возведенных в шес-

тую степень. В практике радиолокационных наблюдений отражаемость облаков и осадков измеряют в  $\text{мм}^6/\text{м}^3$  или в  $\text{дБз}$  относительно  $z_0 = 1 \text{ мм}^6/\text{м}^3$ . Связь между значениями отражаемости, выраженными в различных единицах, определяется следующими формулами:

$$z [\text{мм}^6/\text{м}^3] = 10^{18} z [\text{м}^3] = 10^{12} z [\text{см}^3], \quad (54)$$

$$z [\text{дБз}] = 10 \lg(z/z_0). \quad (55)$$

Из последней формулы для  $z$  видно, что радиояркость дает некоторую интегральную характеристику и, в более общем случае, выражение для радиоотражаемости (радиоэха) должно иметь вид

$$Z = \int_0^{\infty} N(D) D^6 dD, \quad (56)$$

где  $N(D)$  – некоторый закон распределения частиц по размерам. Если закон распределения частиц по размерам не известен, можно использовать сведения о радиолокационной отражаемости только качественно: большое радиоэхо, значит большой интеграл справа в последнем выражении, но этот интеграл может быть образован разным сочетанием диаметров и концентраций частиц. Если известен закон распределения частиц по размерам, можно довольно точно определить количество осаждающейся воды в атмосфере и интенсивность осадков у поверхности земли по измерениям радиояркости. Это можно показать на примере часто используемого в физике облаков распределения Маршалла–Палмера, которое было получено на основании аппроксимации большого количества измерений частиц осадков в жидкой фазе. Это распределение имеет вид

$$N(D) = N_0 e^{-\lambda D}, \quad (57)$$

где  $N_0$  – константа, представляющая собой число капель дождя в единице объема воздуха на единицу изменения диаметра частиц  $\sigma D$  ( $\text{м}^4$ ),  $N_0 = 10^{17} \text{ м}^{-4}$ . Обозначая  $\lambda$  – наклон кривой распределения ( $\text{м}^{-1}$ ), общее число частиц в единичном объеме получим интегрированием  $N(D)$  по всем диаметрам

$$N_t = N_0 \int_0^{\infty} e^{-\lambda D} dD. \quad (58)$$

Этот интеграл представляет собой частный случай интеграла Эйлера, решение которого представляется гамма-функцией. В нашем случае решение имеет вид

$$N_t = \frac{N_0}{\lambda} [\text{м}^{-3}]. \quad (59)$$

Далее необходимо определить общую массу осадков в единичном объеме. Коль скоро известно распределение, это сделать нетрудно: нужно найти массу частицы диаметра  $D$  и проинтегрировать по всем диаметрам, распределенным по выбранному закону. Принимая, что частицы имеют шарообразную форму, т. е. объем каждой  $V = \pi D^3 / 6$ , плотность воды  $\rho_w = 10^6 \text{ г/м}^3$ , получим

$$M = \int_0^{\infty} \frac{\pi \rho_w}{6} D^3 N_0 e^{-\lambda D} dD. \quad (60)$$

Приводя этот интеграл к каноническому интегралу Эйлера и вычислив его, получим

$$M = \pi \rho_w N_0 \lambda^{-4} (\text{г/м}^3). \quad (61)$$

Из этого выражения можно найти  $\lambda$ . Если применить численные значения  $\pi$ ,  $\rho_w$  то получим

$$\lambda = 42, 1 N_0^{1/4} M^{-1/4}. \quad (62)$$

Подставляя в (56) распределение Маршалла–Палмера, будем иметь

$$Z = \frac{N_0}{\lambda^7} \int_0^{\infty} e^{-\lambda D} (\lambda D)^{7-1} d(\lambda D) = \frac{\Gamma(7)}{\lambda^7} N_0 = \frac{6! N_0}{\lambda^7}. \quad (63)$$

Используя (62), получим

$$Z = N_0 6! \underbrace{[42, 1 N_0^{1/4}]^{-7}}_A M^{7/4}, \quad (64)$$

откуда

$$M = \left( \frac{Z}{A} \right)^{4/7} (\text{г/м}^3). \quad (65)$$

Таким образом, при известном распределении частиц по размерам по измеренной радиояркости можно определить водность осадков.

Нас интересует, как правило, не только водность осадков, но и их интенсивность, особенно у поверхности Земли. Для вычисления интенсивности осадков необходимо знать скорость падения частиц, так как поток осадков есть

$$R = M \cdot v_m \text{ [г/м}^2\text{с]}, \quad (66)$$

где  $v_m$  – скорость падения частиц осадков. Она берется обычно из экспериментальных данных и выражение для  $v_m$  имеет вид

$$v_{mi} = f(D_i), \quad (67)$$

где индексом  $i$  обозначается скорость падения частиц диаметром  $D_i$ . Делается предположение, что в среднем осадки падают со скоростью капли медианного диаметра. Например, если возьмем распределение капель по Маршаллу–Палмеру, то выражение для медианного диаметра будет

$$D_0 = 0,087 N_0^{-1/4} M^{1/4}. \quad (68)$$

Далее берется какое-нибудь экспериментальное выражение для скорости падения единичной частицы осадков, например

$$v_{mi} = -130 \left( \frac{\rho_0}{\rho} \right)^{1/2} D_i^{1/2} \text{ [м/с]}, \quad (69)$$

и считается, что все капли падают со скоростью капель, имеющих медианный диаметр  $D_0$ . Подставляя  $D_0$  в (69), получим скорость падения

$$v_m = -38,3 N_0^{-1/8} M^{1/8} \left( \frac{\rho_0}{\rho} \right)^{1/2}. \quad (70)$$

Зная  $v_m$ , получаем

$$R = -38,3 N_0^{-1/8} M^{9/8} \left( \frac{\rho_0}{\rho} \right)^{1/2} \text{ [г/(м}^2\text{с)]}. \quad (71)$$

Для перехода к принятым в практике значениям интенсивности осадков в мм/ч нужно разделить предыдущее выражение на плотность воды и применить соответствующие единицы длины и времени:  $1 \text{ г/(м}^2\text{с)} = 3,6 \text{ мм/ч}$ .

Возвращаясь к выражению, связывающему  $M$  и  $z$  и подставляя вместо  $M$  выражение для  $z$ , получим

$$R = 138 N_0^{-1/8} \cdot A z^{9/14} = B z^{9/14} \text{ [мм/ч]}. \quad (72)$$

Таким образом, если бы было известно распределение капель по размерам, можно было бы по данным радиоэха вычислить интенсивность осадков и их сумму за любой промежуток времени

$$S = \int_0^{t_0} R dt. \quad (73)$$

На самом деле точное распределение частиц осадков по размерам бывает неизвестным и приходится пользоваться некоторой моделью, которая в климатическом плане является хорошей аппроксимацией, но в отдельных случаях может давать заметные погрешности. Эксперименты показывают, что погрешности могут достигать 100% и более. В целом ошибки редко превышают 40%. По оценкам, имеющимся в разных странах, средние ошибки радиолокационных измерений составляют от 16 до 25%.

Формирование последовательности коротких импульсов излучения осуществляется в передатчике, который управляется импульсным модулятором. Микроволновые импульсы высокой мощности, длительность которых имеет порядок 1 мкс, излучаются через равные промежутки времени  $T_s$ , именуемые периодами следования импульсов. Излучение, сформированное в узкий луч, на пути следования взаимодействует с гидрометеорами и другими частицами. При этом часть его рассеивается в направлении антенны. Из соображений экономичности для приема и передачи используется одна и та же антенна. Переключение режимов прием–передача осуществляется антенным переключателем, который на время  $\tau_s$  подключает к антенне передатчик, а на время  $T_s - \tau_s$  – приемник. Отраженные сигналы поступают в приемник, преобразуются им, а затем отображаются на индикаторе в аналоговой форме или поступают в аналого-кодовый преобразователь, после чего обрабатывается и отображается цифровой сигнал.

Все современные метеорологические радиолокаторы оснащены преобразователями аналог–код и системой цифровой обработки информации, состоящей из персональных компьютеров и программного обеспечения, которое производит коррекцию сигналов, их географическую привязку, перевод радиоэха в метеорологически значимые величины и визуализацию результатов измерений.

Сканирование пространства совершается обычно выполнением круговых обзоров с дискретным изменением угла места. Имеется возможность сканирования в вертикальной плоскости при заданном азимуте. Процедуру обработки радиолокационной информации рассмотрим на примере автоматизированного комплекса АКСОПРИ, сконструированного в Центральной аэрологической обсерватории. Такие комплексы установлены в настоящее время в Москве, Твери и Калуге. Этот комплекс состоит из радиолокатора МРЛ-5, работающего на длинах волн 3,2 и 10 см. Он осуществляет обзор в радиусе около 200 км. Сигнал, полученный первоначально в координатах угла места, азимута и наклонной дальности, переводится в декартовы координаты. Пространственная разрешающая способность радиолокационных измерений падает с расстоянием от радиолокатора. В ближней зоне (до 100 км) она является достаточно высокой и составляет около 1 км. Однако из соображений объема информации исходный сигнал усредняется и представляется в виде пикселей размером  $1 \times 4 \times 4$  км<sup>3</sup>, в каждой горизонтальной плоскости имеется  $100 \times 100$  пикселей. В стандартном варианте обработки имеется 10 уровней и за каждый сеанс образуется  $10^5$  единиц измерений. Проводятся эти измерения каждые 10 мин, в сутки образуется около  $1,5 \cdot 10^7$  единиц информации. Эти объемы довольно сложно передать по каналам связи, поэтому в оперативной практике передается только их небольшая часть: интенсивность осадков у поверхности земли, верхняя граница радиозохи и результаты их интерпретации для синоптиков.

## Глава 6

### ДОПЛЕРОВСКИЕ СИСТЕМЫ НАБЛЮДЕНИЙ

Явление, которое впервые обнаружил австрийский физик Доплер, обусловлено зависимостью частоты волн, воспринимаемых наблюдателем, от взаимного перемещения в пространстве его и источника этих волн. Следствия астрономических наблюдений, вытекающие из открытия Доплера, произвели на научную общественность яркое впечатление, и открытое им явление получило популярное название “эффект Доплера”.

Было установлено, что движение сплошной среды, в которой распространяются волны, оказывает влияние на их частоту, и это способствовало созданию “доплеровских систем”, работающих в различных участках колебательного спектра и предназначенных для того, чтобы получать информацию о скорости движения среды.

Принцип работы этих систем базируется на том, что движущиеся частицы создают смещение частоты рассеянного сигнала. Излучаемый импульс, попадая на цель, вызывает вынужденное колебание молекул синхронно с изменением во времени электрического и магнитного полей. Если частица, например капля, покоится или движется вдоль поверхности постоянной дальности, то ее молекулы колеблются с частотой излучения. Если же она движется по направлению к излучателю со скоростью  $v$ , частота ее колебаний увеличивается на  $v/\lambda$ , поскольку ее молекулы будут чаще испытывать воздействие электрического и магнитного полей. Колеблющиеся молекулы сами создают электромагнитные поля. При совпадении положений передатчика и приемника величина доплеровского сдвига частоты рассеянного излучения может быть определена по формуле

$$f_d = -2v_r / \lambda, \quad (74)$$

где  $v_r$  – радиальная составляющая скорости, принимающая положительные значения при движении цели от излучателя. Множитель 2 в приведенной формуле, появляется в результате того, что изменение частоты происходит в два этапа. Сначала на величину  $v/\lambda$  меняется частота электрических колебаний цели, а затем на такую же величину меняется частота ее поля излучения в направлении приемника. Из формулы (74) видно, что если известны  $\lambda$  и  $f_d$ , можно определить значение радиальной скорости  $v_r$ . Отсюда следует, что при наблюдении одним доплеровским локатором можно определить только радиальный компонент скорости  $v_r$ . Для определения трех компонентов скорости необходимо наблюдение одной и той же цели тремя локаторами. В ином случае для восстановления вектора скорости нужно использовать некоторые дополнительные гипотезы.

Чтобы измерить смещение частоты, т. е. наблюдать доплеровский эффект, излучаемые импульсы должны быть когерентны по фазе. Когерентность двух и более сигналов по фазе предполагает, что время между гребнями волн в последовательно излучаемых

импульсах является неизменным или известным. Создать такие излучатели непросто.

Локация, основанная на принципах явления Доплера, реализована в настоящее время практически на всех оптических, радио и акустических частотах. Создаваемые системы для микроволнового диапазона называют *доплеровскими радиолокаторами*, а для видимого и ИК диапазонов их называют *доплеровскими лидарами*.

В простейшем случае информация доплеровских локаторов используется качественно: радиальные компоненты скорости представляются в псевдоцветах и можно видеть степень неоднородности воздушного потока, выделять зоны конвергенции, дивергенции и т. д. Поскольку разрешающая способность доплеровских метеорологических радиолокаторов (МРЛ) так же высока, как и обычных, доплеровские МРЛ могут обнаружить мезомасштабные детали в поле течений.

Численное представление скорости ветра по данным измерений одним доплеровским МРЛ возможно лишь с введением упрощающей гипотезы, состоящей в том, что в пределах некоторой достаточно большой окрестности (порядка нескольких десятков км) ветер является однородным по горизонтали. Если это действительно так, то его можно определять. По Довиаку и Зрничу (1988), метод определения скорости и направления ветра изложен в общем виде. Рассмотрим в качестве примера простейший вариант. Возьмем случай визирования с малым углом места  $\Theta \approx 0$ . Вертикальная компонента скорости не дает заметного вклада в радиальные скорости, измеряемые доплеровским МРЛ.

Пусть скорость ветра по горизонтали есть вектор  $\vec{V}$ , который одинаков при любом азимуте, в том числе в точках А и В (рис. 11). Он неизвестен, но при наблюдении и направлении ОА измеряется его проекция на ось ОА, т. е. компонента  $u$ . Если производится второе измерение в направлении ОВ, нормальном по отношению к ОА, то получим  $v$  и в этом направлении компоненту  $v$ .

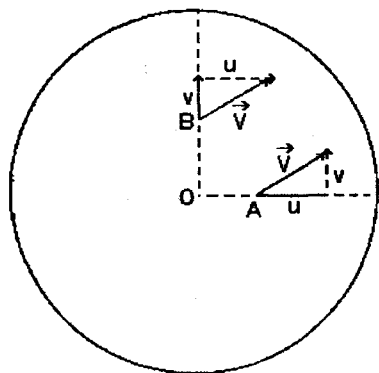


Рис. 11. Схема определения вектора скорости ветра по измерениям одним доплеровским МРЛ

Так как ранее было введено предположение об однородности ветра по горизонтали, можно перенести компоненту  $u$  из точки А в точку В или компоненту  $v$  из точки В в точку А и построить вектор скорости  $\vec{V}$ .

Если измерения проводятся под некоторым углом места, то вклад вертикальной компоненты на любом азимуте будет представлять собой проекцию вертикальной скорости на луч визирования (рис. 12). Измеряя  $w$  при положении в зенит, можно внести соответствующую поправку в радиальную скорость  $\Delta v$ , и далее действовать так же, как и в случае  $\Theta = 0$ .

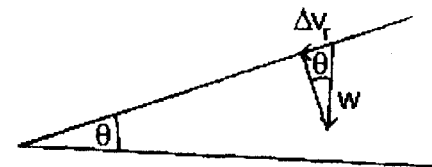


Рис. 12. Положение антенны в зенит

Если наблюдения выполняются двумя доплеровскими локаторами по двум полям радиальных скоростей, то, используя векторное сложение, можно восстановить поле скорости в плоскости радиусов. Естественно, что это можно сделать только в зоне перекрытия измерениями с двух МРЛ. Рассмотрим в качестве примера самый простой случай измерений с малым углом места, когда вклад вертикальной скорости мал. Тогда из измерения радиолокатором, расположенным в точке  $O_1$  (рис. 13), получим проекцию  $u$  вектора  $\vec{V}$ , по измерению радиолокатором, расположенным в точке

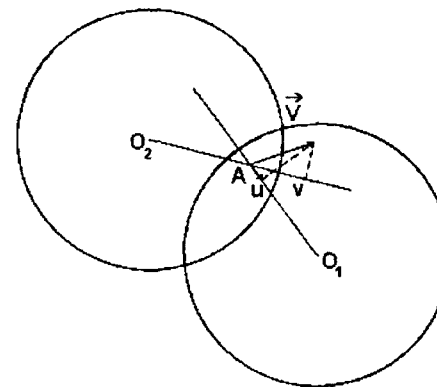


Рис. 13. Схема определения вектора скорости ветра по измерениям двумя доплеровскими МРЛ

$O_2$ , — проекцию  $v$ . Суммируя векторно  $u$  и  $v$ , получим искомый вектор  $\vec{V}$ . Этот метод лучше первого, так как здесь не привлекается гипотеза об однородности поля ветра и можно восстановить ветер по всей области перекрывающихся наблюдений. Если требуется определить вертикальную скорость  $w$ , то это достигается интегрированием уравнения неразрывности по высоте.

В случае наблюдения тремя МРЛ имеется возможность



прямого восстановления всех трех компонент скорости в области обзора локаторами. Техническое осуществление этих измерений, однако, не очень просто: необходима синхронность измерений, соизмеримость объемов измерений, хорошая база.

Программа наблюдений доплеровскими МРЛ успешно реализуется в США. Там установлено 150 доплеровских МРЛ. В других странах они исчисляются единицами. По усовершенствованной методике освоения данных с доплеровских МРЛ на территории США удастся восстановить  $10^6$  профилей ветра. Доплеровская техника в микроволновом диапазоне имеет определенные ограничения. Трассерами в радиолокаторах сантиметрового диапазона являются гидрометеоры или другие частицы, размером от десятков микрометров до миллиметров (насекомые, частицы пыли и т. д.). Последние присутствуют только в нижних слоях атмосферы. Поэтому, при отсутствии гидрометеоров, получить сведения о ветре в свободной атмосфере обычными МРЛ нельзя. Для получения информации в этом случае используются доплеровские лидары.

Первые доплеровские лидары непрерывного действия появились в конце 1960-х годов, однако они обеспечивали измерения на расстоянии всего 200–300 м. На смену им пришли импульсные лидары, имеющие хорошее пространственное разрешение при измерениях на расстояниях до нескольких километров. Лидары, работающие на длинах волн более 1 мкм, принимают радиацию, отраженную аэрозолями и молекулами. Отраженная радиация собирается приемным телескопом и направляется в детектор. Для определения частотного сдвига отраженной радиации используется гетеродинное детектирование. Так, между двумя оптическими сигналами формируется сигнал переменного тока, который обрабатывается для определения частотного сдвига. Затем, по сдвигу частоты, определяется радиальная компонента скорости ветра.

Рассмотрим в качестве примера доплеровский лидар, созданный в Лаборатории технологий по окружающей среде в Боулдере, США. Это ИК лидар, работающий на  $\text{CO}_2$ -лазере. Он излучает импульсы с длиной волны 10,6 мкм и энергией более 1 Дж. Частота импульсов может достигать 30 Гц. Для усиления импульсов и приема отраженных сигналов используется телескоп с диаметром зеркала 28 см. Основными рассеивающими частицами служат аэрозоли размером

1–3 мкм. Этот лидар может измерять радиальную компоненту скорости ветра на горизонтальном удалении от 1,2 км до 30 км. Точность измерений радиальной составляющей ветра около 0,5 м/с. Разрешение вдоль луча визирования от 150 до 300 метров и оно зависит от длительности использованного импульса – 1 или 2 мкс. Цикл измерений при сканировании по пространству составляет 3 мин. При проведении эксперимента по изучению воздушных потоков в горной местности в течение трехминутного цикла производилось до 30 тыс. измерений радиального ветра, интенсивности отраженного сигнала на площади 3000 км<sup>2</sup> и до высоты 2500 м.

Лидар применяется для изучения мезомасштабных циркуляций: воздушных течений в горной местности, бризов и т. д. Обычно измерения проводятся до высоты 3–4 км.

Экспериментальными радиолокационными измерениями в дециметровом и метровом диапазонах в 60-е годы XX века было установлено, что радиолокационные сигналы отражаются не только точечными целями, но и турбулентными неоднородностями атмосферы. Рассмотрим механизм рассеяния радиоволн турбулентными неоднородностями и базирующийся на нем метод измерения профиля ветра доплеровскими локаторами.

Известно, что диэлектрическая проницаемость  $\epsilon$  меняется в пространстве и времени. Мелкомасштабные возмущения в распространении электромагнитных волн обусловлены резким изменением ее на границе атмосферных неоднородностей. При пересечении электромагнитной волной таких неоднородностей происходит отражение и преломление волны и генерация когерентного компонента отраженной волны. Кроме того, генерируется некогерентный компонент, обусловленный рассеянием. На практике всегда можно отличить отражение и преломление от рассеяния, так как в спектре принятого сигнала этим процессам соответствует два распределения: одно узкополосное, а другое – широкополосное (рис. 14). Узкополосное распределение обычно связывается с когерентным сигналом и преломленными волнами, а широкополосное – с некогерентным рассеянием.

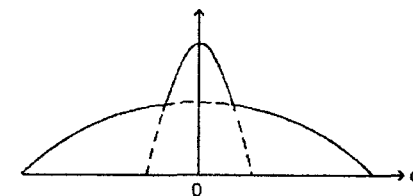


Рис. 14. Спектр принимаемого радиолокационного сигнала

Измерение вертикальной структуры ветра профиломерами базируется на возможности фильтрации когерентного компонента из общего спектра поступающих на приемную антенну волн, определения смещения частоты и по ней скорости ветра точно так же, как это делается в случае обычного доплеровского МРЛ.

Для того, чтобы наблюдения были всепогодными, в МРЛ используются волны дециметрового или метрового диапазонов, на распространение которых не влияют гидрометеоры. Эти частоты необходимы также в связи с тем, что размеры турбулентных неоднородностей значительно больше, чем размеры гидрометеоров. Турбулентные неоднородности имеют характерные размеры метров и десятков сантиметров, поэтому, чтобы получить сигнал, отраженный такими неоднородностями, необходимо выполнить условие  $D < \lambda$ , где  $D$  – характерный диаметр неоднородностей. Наиболее подходящими являются волны высокой частоты (30–300 МГц) или ультравысокой (УВЧ) (300–3000 МГц).

В последние два десятилетия проводились эксперименты по определению профиля ветра на различных частотах и были выбраны наиболее удобные частоты: 405 и 50 МГц.

При работе на частоте 405 МГц можно произвести измерения ветра в слое от 200 м до 14 км. На частоте 50 МГц можно работать в слое от 1 до 20 км. Разрешение по вертикали в обоих случаях составляет 150–300 м. Конструктивно профиломеры отличаются от МРЛ. Так как для этих диапазонов нужно большое зеркало антенны, оно заменяется антенным полем. Хотя при этом измерения становятся точечными, они несложны и такие профиломеры эксплуатируются в автоматическом режиме. В случае работы на частоте 405 МГц антенное поле имеет размер 10 x 10 м<sup>2</sup>. Недостатком этого диапазона является то, что на измерения на этих частотах влияют осадки. В случае работы на частоте 50 МГц нужно антенное поле размером 100 x 100 м<sup>2</sup>.

Конструктивно профиломер состоит из излучателя, приемника и устройства обработки сигналов. Геометрия измерений имеет вид, указанный на рис. 15. Излучателем генерируются импульсы по трем направлениям, в результате чего получают три радиальные скорости под известными углами по отношению к местной вертикали. Из каждой пары измерений (в вертикальном направлении и под углом примерно 15°) отфильтровывается вертикальная компонента скоро-

сти и получаются горизонтальные. По известному углу  $\alpha$  (разности азимутов) между горизонтальными проекциями наклонных лучей определяется вектор скорости.

Сравнения измерений ветра профиломерами с данными радиозондирования показали, что по точности измерений и вертикальному разрешению они не хуже, чем радиозонды.

Измерения профиломерами могут проводиться каждые 5–10 мин, но обычно оперативно работающие профиломеры дают информацию каждый час. Разрешающая способность профиломеров на порядок выше, чем у радиозондов (табл. 4).

Измерения профиломерами гораздо дешевле, чем радиозондирование. Специалисты фирмы Вайсала, изготавливающей серийные профиломеры, считают, что измерения профиля ветра их аппаратурой обходится в 5 долларов США.

К недостаткам профиломеров следует отнести невозможность проведения ими измерений в пограничном слое атмосферы и то, что измерения ими осуществляются до меньших высот, чем при радиозондировании.

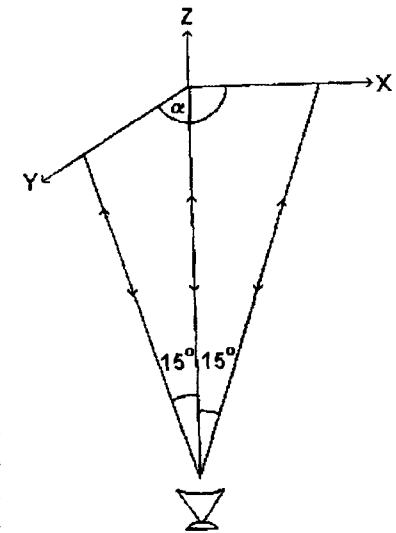


Рис. 15. Геометрия измерений ветра профиломером. Стрелками показаны направления зондирующих импульсов (стрелки, направленные вверх) и отраженных импульсов (стрелки, направленные вниз)

Таблица 4

Характеристики профиломеров фирмы Вайсала

Характеристика	Частота 405 МГц	Частота 50 МГц
Горизонтальная компонента ветра (max)	±90 м/с	±90 м/с
Вертикальная компонента ветра (max)	±23 м/с	±23 м/с
Точность	1–2 м/с	1–2 м/с
Верхний уровень	16 км	18 км
Нижний уровень	500 м	1 км
Вертикальное разрешение	250 м	250 м
Частота измерений	6 мин	6 мин

## ПОЛЯРИЗАЦИОННЫЕ ИЗМЕРЕНИЯ

Поляризационные измерения выполняются в различных спектральных интервалах средствами пассивной и активной локации.

Вспомним основные положения, определяющие процесс поляризации.

Электромагнитная волна характеризуется электрическим  $\vec{E}$  и магнитным  $\vec{H}$  векторами, перпендикулярными направлению распространения волны  $\vec{S}$ . Поскольку между  $\vec{E}$  и  $\vec{H}$  в любой точке поля имеется однозначная связь, при описании процессов поглощения и рассеяния обычно используется только вектор  $\vec{E}$ .

Полное или частичное ограничение направления колебаний в электромагнитных волнах называется его поляризацией. Иными словами, если все колебания электрического вектора происходят в определенной плоскости, то излучение является поляризованным в этом направлении.

Вектор электрического поля  $\vec{E}$  может быть разложен на две составляющие  $E_x$  и  $E_y$  таким образом, что одна из них ( $E_x$ ) будет параллельна, а другая ( $E_y$ ) перпендикулярна плоскости, проходящей через направление распространения волны (рис. 16). Если

компонента  $E_x$  или  $E_y$  отсутствует, то волну называют линейно поляризованной. Распространение волн происходит в этих случаях в плоскостях  $XOZ$  или  $YOZ$ , соответственно. Поляризацию называют круговой, когда

$$E_x^2 + E_y^2 = a^2, \quad (75)$$

где  $a$  – амплитуда колебаний.

Примем прямоугольную систему координат, в которой линейно поляризованная волна излучается метеорологическим локатором вдоль оси  $OZ$ , а оси

$OX$  и  $OY$  находятся в плоскости раскрытия антенны. Ось  $OY$  ориентирована в поперечной к распространению волны плоскости  $XOY$  (см. рис. 16), а ось  $OX$  находится в плоскости распространения волны  $XOZ$ . Теперь, если плоская электромагнитная волна находится в плоскости  $XOZ$ , то ее называют продольно поляризованной или *волной вертикальной поляризации*. Если плоская волна находится в плоскости  $YOZ$ , то ее называют поперечно или *горизонтально поляризованной*. Термин горизонтальная и вертикальная поляризация нужно понимать условно, поскольку ось  $OZ$  в общем случае является наклонной. Если визирование объекта происходит при малом угле места (а именно это и бывает обычно в радиолокации), то эта терминология действительно отражает обычное в метеорологии расположение декартовых координат.

Поляризационные радиолокационные измерения применяются для получения дополнительной информации о гидрометеорах, поскольку отраженное поляризационное излучение зависит от формы частиц.

Форма частиц гидрометеоров (особенно в кристаллической фазе) очень разнообразна, однако здесь есть и общие закономерности. Жидкие частицы в свободном падении сплющиваются под действием аэродинамического сопротивления и представляют собой эллипсоид вращения, малая полуось которого расположена вертикально. Ледяные пластинки и дендриты спускаются как парашюты и если их аппроксимировать эллипсоидом, то малая его полуось будет также вертикальна, как и в случае капли. Ледяные кристаллы в виде столбиков и пуль при падении имеют тенденцию вытягиваться длинной осью по вертикали. В этом случае малая полуось располагается горизонтально. Для эллипсоида вращения удастся аналитически рассчитать сечение обратного рассеяния на вертикальной и горизонтальной поляризациях и соотношение между ними. Рассмотрим это на упрощенном примере.

Пусть визируются сплюснутые в горизонтальной плоскости частицы эллипсоидной формы на вертикальной поляризации. У таких эллипсоидов малая полуось  $a$  расположена вертикально, а две большие, равные друг другу ( $b = c$ ), расположены в горизонтальной плоскости (рис. 17, 18).

Сечение обратного рассеяния на вертикальной поляризации будет пропорционально  $a$  ( $\sigma_v$ )  $\sim a$ . При визировании на гори-

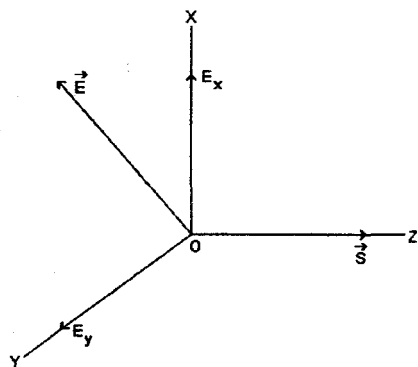


Рис. 16. Представление вектора электрического поля в распространяющейся электромагнитной волне

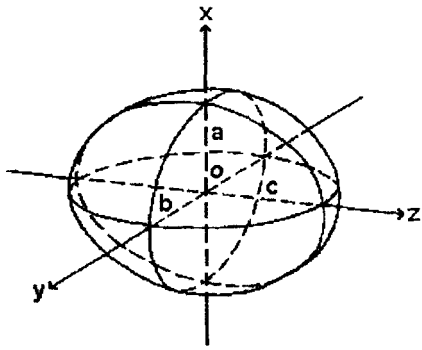


Рис. 17. Облучение капли, имеющей вид эллипсоида вращения, в направлении OZ

горизонтальной поляризации сечение обратного рассеяния будет пропорционально большей оси  $\sigma_{\parallel} \sim c = b \gamma$ . Логарифм отношения  $\sigma_{\parallel} / \sigma_{\perp}$  называется *дифференциальной отражаемостью*

$$z_{DR} = 10 \log(\sigma_{\parallel} / \sigma_{\perp}). \quad (76)$$

Так как получаемое радиоэхо на вертикальной и горизонтальной поляризациях пропорционально сечению обратного рассеяния (эффективной площади рассеяния), то используется и несколько иная форма записи

$$z_{DR} = 10 \log(z_{\parallel} / z_{\perp}), \quad (77)$$

где  $z_{\parallel}$  и  $z_{\perp}$  – радиоэхо на горизонтальной и вертикальной поляризациях, соответственно. На рис. 19 показана зависимость  $\sigma_{\parallel} / \sigma_{\perp}$  и  $z_{DR}$  для сфероидов различной сплюснутости. Так как более сплюснутыми являются самые крупные капли, то по  $z_{DR}$  можно сделать вывод

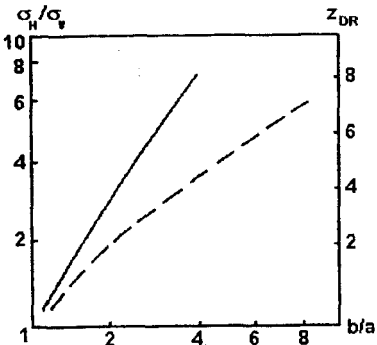


Рис. 19. Зависимость дифференциальной отражаемости от степени сплюснутости гидрометеоров; сплошная линия – для капель, пунктирная – для ледяных частиц

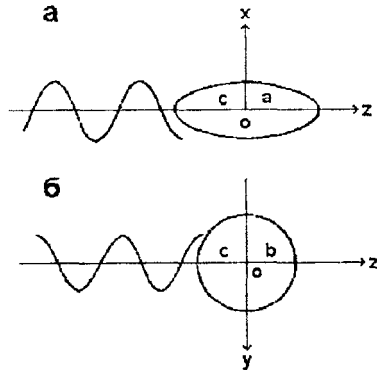


Рис. 18. Облучение на вертикальной поляризации по нормали к полуоси  $a < b = c$  (а); облучение на горизонтальной поляризации по нормали к полуоси  $b = c > a$  (б)

о размере капли. Зависимость  $z_{DR}$  от диаметра каплей представлена на рис. 20. Шкала по размеру каплей на этом рисунке ограничена, так как капли большего диаметра разрушаются.



Рис. 20. Зависимость дифференциальной отражаемости от диаметра каплей

Производство поляризационных измерений осуществляется следующим образом: импульсы с горизонтальной и вертикальной поляризацией излучаются поочередно и определяется  $z_{DR}$ . По величине  $z_{DR}$  даются оценки размера частиц жидких осадков и заключение об их фазе. В целом  $z_{DR}$  для кристаллических осадков меньше, чем для жидких.

Поляризационные измерения в видимом участке спектра лидарами выполняются так же, только объектами исследования являются аэрозоли.

Другой подход к получению информации о структуре аэрозолей и гидрометеоров состоит в определении степени деполаризации сигнала. С этой целью излучается линейно поляризованный сигнал на одной из поляризаций: вертикальной или горизонтальной. Прием отраженного сигнала осуществляется как на горизонтальной, так и на вертикальной поляризациях. Если отражающая цель (капля, кристалл) имеет сферическую форму, то отраженный сигнал будет получен только на той же поляризации, что и излученный сигнал, т. е. деполаризации его нет. Если же облучать частицу эллиптической (несферической) формы под произвольным углом, то отраженный сигнал будет деполаризованным, т. е. при излучении, например, на горизонтальной поляризации, получится отраженный сигнал как на горизонтальной, так и на вертикальной поляризациях. Сила сигнала на вертикальной поляризации и будет являться мерой деполаризации. Так же как дифференциальная отражаемость, деполаризация используется для оценки степени несферичности частиц.

Деформация жидких и определенная ориентация твердых частиц при их падении в атмосфере не являются единственными причинами деполаризации зондирующего радиолокационного сигнала. Так, проведенные недавно в США поляризационные измерения МРЛ, работающего на длине волны 11 см, и одновременные изме-

рения грозových разрядов показали, что характеристики деполяризации резко изменяются после грозowego разряда, т. е. была обнаружена тесная связь между деполяризацией и напряженностью электрического поля в облаках. Это открывает новую принципиальную возможность косвенного определения по поляризационным измерениям в кучево-дождевых облаках напряженности электрического поля.

При активной локации с орбитальных аппаратов в микроволновом диапазоне учитывается поляризация электромагнитного излучения, отраженного от океанической поверхности. По этой причине радиолокаторы бокового обзора и скаттерометры сканируют под углами 20–50°, т. к. на них наблюдается максимум поляризации при отражении.

Метод пассивной локации основан на том, что различные поверхности или объемы, такие как облака или осадки, обладают излучением с различной степенью поляризации. Излучение осадков, например, является малополяризованным, а излучение океана может быть, при определенном состоянии его поверхности, сильно поляризованным.

Первые поляризационные измерения методом пассивной локации были проведены в середине 1970-х годов на советском спутнике “Космос-243” и затем на других спутниках этой серии. В настоящее время поляризационные измерения осуществляются на спутниках DMSP аппаратурой SSM/I. Аппаратура SSM/I принимает излучение в диапазонах 19, 37 и 85,5 ГГц на вертикальной и горизонтальной поляризациях, а на частоте 22 ГГц – только на вертикальной поляризации.

Для измерения осадков поляризационными методами используются измерения на частотах 19, 37 и 85,5 ГГц. В случае осадков, размер частиц которых бывает менее 100 мкм, на частотах 37 и 19 ГГц.

Измерения осадков без учета поляризации осложнены тем, что при увеличении радиояростной температуры при наличии и дальнейшем росте их интенсивности имеет место “эффект насыщения”, т. е. радиояростная температура не растет при дальнейшем увеличении осадков. В случае интенсивных крупнокапельных осадков она может даже понизиться, поскольку на крупных гидрометеорах начинают преобладать процессы отражения. Кроме того, радиояростная температура над морем может повыситься при его волне-

нии и различить повысилась она от попадания в поле зрения прибора осадков или участка взволнованной морской поверхности невозможно. В связи с этим делаются попытки использовать для разделения сигналов от облаков и подстилающей поверхности поляризационные измерения. С этой целью используется тот факт, что излучение осадков является малополяризованным, а излучение от поверхности океана – сильнополяризованным. Для идентификации осадков по поляризационным измерениям используется соотношение

$$P = \Delta T_B / \Delta T_{B,\text{я}}. \quad (78)$$

Здесь  $\Delta T_B = T_{BV} - T_{BH}$  – фактическая разность яркостной температуры на вертикальной и горизонтальной поляризациях,  $\Delta T_{B,\text{я}}$  – разность между радиояростной температурой на вертикальной и горизонтальной поляризациях при ясном небе. При дожде  $P$  мало, что позволяет выделить область осадков. По этой методике производились оценки суммы осадков над поверхностью моря в окрестности г. Дарвина (Австралия) и в эксперименте TOGA-COARE в Тихом океане. Результаты сравнивались с радиолокационными измерениями осадков. Получилось хорошее совпадение.

При статистических процедурах интерпретации микроволновых измерений используются регрессионные формулы, в которые включены измерения на разных поляризациях. В общем случае это формулы типа

$$P \text{ (м/чч)} = C_0 + C_1 T_{v19} + C_2 T_{h19} + C_3 T_{v37} + C_4 T_{h37} + C_5 T_{v85} + C_6 T_{h85}. \quad (79)$$

Здесь  $C_0 - C_6$  – коэффициенты регрессии, а подстрочные индексы обозначают вертикальную ( $v$ ) или горизонтальную ( $h$ ) поляризации и частоту, на которой измерялась яркостная температура  $T$ .

При гладкой морской поверхности ее отражательная способность при известном угле визирования  $\Theta$  может быть рассчитана по формуле Френеля, которая показывает, что горизонтально поляризованное излучение уменьшается с ростом  $\Theta$ , а вертикально поляризованное с ростом  $\Theta$  увеличивается. Взволнованную морскую поверхность можно представить набором площадок с различными наклонами, каждая из которых может рассматриваться как гладкая поверхность. Приемник, ориентированный под углом  $\Theta$  к горизонтальной поверхности, будет обозревать эти площадки под разными углами и они будут иметь различную способность посылать

излучение на приемник, т. е. наблюдаемое излучение будет существенно отличаться от такового для ровной поверхности.

В целом к волнению более чувствительна радиояркая температура на горизонтальной поляризации ( $T_{BH}$ ). При спокойном море  $T_{BH} = 165\text{К}$ , а при шторме может достигать  $250\text{К}$ .

Использование распределения уклонов волн Кокса и Манка показало, что горизонтально поляризованная разнояркая температура  $T_{BH}$  существенно растет с ростом скорости ветра, особенно при больших  $\Theta$ . Например, по сравнению со штилем, при скорости ветра  $7\text{ м/с}$   $T_{BH}$  на частоте  $35\text{ ГГц}$  (для  $\Theta = 53^\circ$ ) она увеличивается на  $7\text{--}8^\circ$ , а при ветре  $14\text{ м/с}$ , по измерениям на частоте  $19\text{ ГГц}$ , — на  $20^\circ$ . Вертикальная поляризация к скорости ветра не столь чувствительна. Так, при  $\Theta = 53^\circ$  (угол визирования SSM/1) практически не зависит от ветра. Образующаяся в результате опрокидывания волн пена имеет намного большую излучательную способность, чем вода. Излучательная способность пены растет с ростом объемной доли воздуха в смеси. Если пена покрывает всю поверхность воды,  $T_B$  равна ее термодинамической температуре. Пена усиливает  $T_B$  в обеих плоскостях поляризации.

## Глава 8

### АКУСТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

**А**кустические методы основаны на определении зависимости параметров звуковых волн сигнала, посылаемого в исследуемую среду, от физических свойств и состояния среды.

Человек слышит звуки в диапазоне частот от  $16\text{ Гц}$  до  $20\text{ кГц}$ . Звук с частотами ниже  $16\text{ Гц}$  называют инфразвуком, а с частотами  $2 \cdot 10^4\text{--}10^9\text{ Гц}$  — ультразвуком, с частотами  $10^9\text{--}10^{13}\text{ Гц}$  — гиперзвуком.

До недавнего времени в акустической локации применялись лишь активные методы, но в последние годы начали появляться публикации об использовании и методов пассивной локации. Это прежде всего исследования термических волн сжатия (расширения) в атмосфере, образующихся в областях быстрого выделения тепла при интенсивной конвекции, реакции атмосферы на колеба-

ния земной коры, когда атмосфера выступает в роли селективного акустического усилителя.

При акустическом зондировании атмосферы используется:

- зависимость скорости звука от температуры;
- возникновение эффекта Доплера в результате векторного сложения скоростей воздушного потока и акустического сигнала;
- зависимость поглощения акустического сигнала от параметров атмосферы, прежде всего от влажности;
- зависимость поперечного сечения рассеяния звукового сигнала в атмосфере от интенсивности флуктуаций ветра и температуры.

Информацию о состоянии атмосферы можно получить, наблюдая за ослаблением акустического сигнала, прошедшего в атмосфере фиксированный путь. Ослабление монохроматического акустического сигнала в атмосфере обычно представляют натуральным показателем ослабления  $\mu$ , который зависит от длины волны звука  $\lambda$  и свойств атмосферы.

Показатель ослабления может быть представлен суммой трех составляющих: молекулярной вязкостью, молекулярной теплопроводностью воздуха и турбулентным рассеянием. Поглощение звука в воздухе существенно зависит от частоты акустического сигнала, оно примерно пропорционально  $\gamma^2/lT$ , где  $l$  — длина свободного пробега молекул,  $T$  — температура,  $\gamma$  — частота. Таким образом, более короткие волны поглощаются сильнее. При более низких температурах поглощение происходит интенсивнее.

Помимо ослабления звука на молекулярном уровне происходит его рассеяние турбулентными флуктуациями. Рассеяние зависит от частоты звука и степени турбулентности атмосферы. Влияние турбулентности тем больше, чем ниже частота зондирующего сигнала и сильнее турбулизована атмосфера.

Обычно при зондировании атмосферы более информативным оказывается не само ослабление сигнала, а его обратное рассеяние (в полусферу или точно в обратном направлении). На формирование обратного сигнала турбулентность в атмосфере сказывается главным фактором при условии, что нет глубоких температурных инверсий, туманов, низких облаков или мощных аэрозольных слоев.

В атмосфере турбулентное рассеяние звукового сигнала длиной волны  $\lambda$  можно рассчитать по формуле Монина–Колмогорова. Эффективное поперечное сечение турбулентного рассеяния под углом  $\varphi$  по отношению к первоначальному направлению распространения сигнала, отнесенное к единице рассеивающего объема, представляется в этой формуле так:

$$\sigma = 0,38\lambda^{-1/3} \cos^2 \varphi \left( 2 \sin \frac{\varphi}{2} \right)^{-1/3} \left[ \frac{C_v^2}{C} \cos^2 \left( \frac{\varphi}{2} \right) + 0,13 \frac{C_T^2}{T^2} \right]. \quad (80)$$

Здесь  $C$  – скорость звука,  $C_v$  и  $C_T$  – некоторые величины, характеризующие ветровую и температурную неоднородность,  $\sigma$  является аналогом эффективной площади рассеяния и представляет собой меру акустической отражаемости. Как и в радиодиапазоне, отражаемость здесь обратно пропорциональна длине волны. Далее, из множителя перед квадратной скобкой видно, что  $\sigma$  максимальна по направлениям “вперед” и “назад”. Под углом  $\pi/2$  рассеяние происходит в направлении, обратном направлению сигнала ( $\varphi = \pi$ ), и рассеянный сигнал зависит лишь от температуры. Величины  $C_v$  и  $C_T$  характеризуют ветровую и температурную неоднородности атмосферы:

$$C_v^2 = \left[ \frac{V(x) - V(x + \Delta x)}{(\Delta x)^{1/3}} \right]^2, \quad (81)$$

$$C_T^2 = \left[ \frac{T(x) - T(x + \Delta x)}{(\Delta x)^{1/3}} \right]^2, \quad (82)$$

где  $V(x)$  – мгновенная скорость в направлении от точки  $x$  к точке  $\Delta x$ . Таким образом,  $C_v$  и  $C_T$  представляют собой среднеквадратические разности продольной скорости и температуры в двух точках.

Из уравнения (80) видно, что рассеянный сигнал, представляющий собой сумму двух аддитивных составляющих: температурной и ветровой, направлен в основном вперед. В обратном направлении ( $\varphi = \pi$ ) ветровые пульсации не вызывают рассеяния, а оно наступает только вследствие температурных.

Если передающая и приемная антенны совмещены, то мощность принимаемого сигнала  $P_{np}$  может быть записана в виде

$$P_{np} = \frac{P_u C_{av} \sigma}{R^2} = \frac{P}{R^2} \sigma. \quad (83)$$

Здесь  $P_u$  – мощность излучаемого импульса,  $C_{av}$  – постоянная акустического локатора,  $R$  – расстояние до цели,  $P$  – потенциал акустического локатора. Отметим, что в этой формуле не учитывается ослабление сигнала на пути его следования к цели и обратно.

В импульсных акустических системах локация осуществляется посылкой сигнала вверх и приемом его в обратном направлении или под некоторым углом к посланному. В доплеровских акустических локаторах смещение частоты рассеянного сигнала служит мерой скорости воздушного потока вдоль луча визирования, а ширина частотного спектра смещения – мерой турбулентности воздушного потока. Путем измерения под тремя разными углами можно приближенно оценить скорость. Точнее это можно сделать, если производить одновременные измерения с помощью трех локаторов, посылающих сигналы под разными углами.

Второй метрической характеристикой (кроме доплеровского смещения) служит амплитуда сигнала, зависящая от турбулентного рассеяния.

Наиболее распространены акустические локаторы с совмещенными передающей и приемной антеннами, посылающими короткие импульсы с заданной дискретностью. В этом случае  $\varphi = \pi$ ,  $\sigma = 0,05\lambda^{-1/3} C_T^2 / T^2$  и уравнение акустической локации приобретает вид:

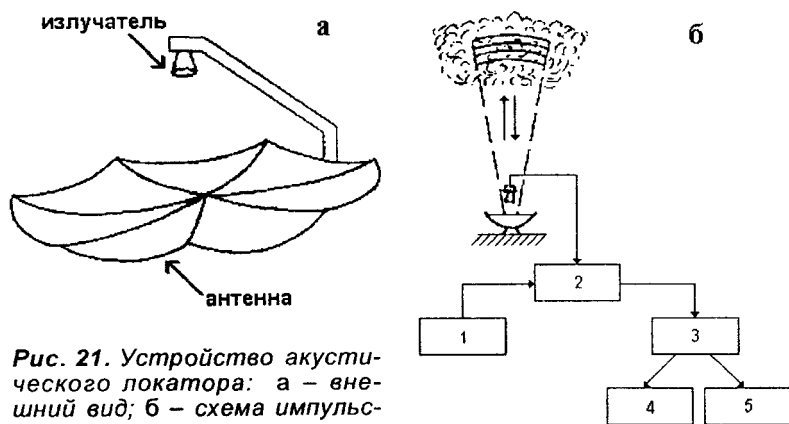
$$P_{np} = P R^{-2} C_T^2 / T^2. \quad (84)$$

Такой локатор реагирует только на локальную температурную неоднородность атмосферы, которая связана с ее неустойчивостью. Схема акустического локатора приведена на рис. 21.

В импульсных некогерентных акустических локаторах регистрируется рассеянный сигнал в период между двумя посылками импульсов.

Из-за значительного ослабления акустического сигнала в атмосфере акустические локаторы применяются для зондирования пограничного слоя атмосферы. В безоблачных условиях при сла-

бых ветрах измерения могут проводиться до высоты 1,5–2 км; при облачности, туманах и сильном ветре дальность действия акустических локаторов уменьшается.



**Рис. 21.** Устройство акустического локатора: а – внешний вид; б – схема импульсного акустического локатора: 1 – передатчик, 2 – антенный коммутатор, 3 – приемник, 4 – микроЭВМ, 5 – факсимильный регистратор

В оптимальном варианте акустический локатор одновременно осуществляет когерентный прием отраженного акустического сигнала с целью определения доплеровского смещения частоты и некогерентный прием с целью определения на различных удалениях от него турбулентного рассеяния. Измеритель дальности определяет время пробега акустического сигнала до заданного уровня в атмосфере и обратно. Все три измерителя подают сигналы на регистратор и дисплей, а также в ЭВМ. Поочередное подключение передатчика и приемника обеспечивается блоком управления.

Акустический локатор в современном виде был создан в 60-е годы XX в. Мак-Алистером. Мак-Алистер использовал частоту 950 Гц и систему регистрации эхо-сигнала, применявшуюся ранее в эхолотах и в *сонарах* – морских ультразвуковых локаторах.

Наиболее часто используются импульсные акустические локаторы, имеющие одну приемно-передающую антенну, так называемый моностатический вариант. Схема такого локатора приведена на рис. 21б.

В настоящее время известны акустические локаторы и непрерывного зондирующего сигнала, имеющие две разнесенные на некоторое расстояние антенны, но это единичные варианты. На территории России пока работает шесть моностатических локаторов, в том числе два локатора, разработанные под руководством М. А. Калистратовой в Институте физики атмосферы им. А. М. Обухова и установленные на базе ИФА им. А. М. Обухова в Звенигороде и на метеорологической площадке Обсерватории МГУ им. М. В. Ломоносова на Воробьевых горах. Всего в мире подобных локаторов несколько сотен. В нашей стране существует серийный акустический локатор “Эхо-1”. Он работает на частоте 1666 Гц, длительность импульса составляет 75 мс, мощность – 75 Вт, периодичность посылки сигнала – 10 с.

Радиоакустическое зондирование атмосферы основано на дифракционном взаимодействии акустического сигнала, создающего в атмосфере периодическую диэлектрическую неоднородность, и электромагнитного радиосигнала. То есть используется дифракция радиоволн на акустических волнах.

Рассеянная часть электромагнитного сигнала несет в себе информацию в области метеоцели, в которой встретились электромагнитный и акустический сигналы.

Акустический сигнал выступает лишь в роли возмущающего, а информационным является радиосигнал. Атмосфера на пути следования радиосигнала искажает его гораздо меньше, чем акустический. В этом и состоит основное преимущество радиоакустического метода по сравнению с чисто акустическим.

Принцип зондирования, основанный на электромагнитно-акустической дифракции может быть коротко сформулирован следующим образом. В атмосферу посылаются когерентный акустический сигнал, который на своем пути создает правильно чередующиеся неоднородности диэлектрической проницаемости воздуха. На них рассеивается электромагнитный монохроматический сигнал. Когерентная составляющая рассеянного сигнала, воспринятая приемной антенной радиолокатора, несет в себе информацию о доплеровском сдвиге частоты, пропорциональном скорости движения воздушной среды, в которой распространяется акустический сигнал. Вслед за изменением локальных параметров атмосферы меняется амплитуда сигнала. Осуществляя одновременно когерент-



ный и некогерентный прием рассеянного электромагнитного сигнала, получают информацию о температуре и влажности воздуха, скорости его движения и степени турбулентности.

При радиоакустическом зондировании атмосферы используется, по существу, резонансная дифракция монохроматического электромагнитного сигнала, при которой по определенным направлениям создаются мощные и максимально когерентные рассеянные электромагнитные сигналы.

Термические волны сжатия возникают в атмосфере при наличии неадиабатических источников тепла. Используя сеть низкочастотных инфразвуковых микрофонов, можно определить в диапазоне частот от 20 Гц до 0,1 Гц направление, фазовую скорость и спектральные характеристики атмосферных акустических волн. Хотя амплитуды этих волн малы, современные методы обработки позволяют определять такие волны на расстояниях от десятков до тысяч километров. Так как интенсивность термических волн обусловлена количеством выделяемого внутреннего тепла, представляется целесообразным организовать триангуляционную сеть для изучения эволюции скрытого тепла, выделяющегося из кучевых облаков.

Океан, в отличие от атмосферы, непрозрачен для электромагнитных волн, поэтому его нельзя зондировать из Космоса. Однако океан хорошо проводит звук. Это было давно известно, и акустическое отслеживание подводных лодок производилось еще в Первую мировую войну. Отслеживание объектов акустическим методом с судов, береговых станций и специальных, обладающих нейтральной плавучестью поплавков широко используется и сейчас.

В конце 1970-х годов была сформулирована концепция *акустической томографии* океана. Ее сущность заключается в том, что, посылая акустические сигналы под разными углами, получают серию срезов, по которым затем воссоздается трехмерная картина.

При акустической томографии океана “срезы” получают путем расположения на полигоне размерами по горизонтали в несколько сот километров и сотни метров по вертикали серии передатчиков и приемников. Акустический сигнал, передаваемый каждым передатчиком, регистрируется всеми приемниками. Зная точно момент излучения сигнала, время его приема и положения передатчиков и

приемников, можно измерить скорость звука вдоль линии, соединяющей передатчик и приемник. Акустическая томография океана базируется на измерении изменчивости скорости звука, которая зависит от плотности воды, т. е. ее температуры и солености. Локальное соотношение между температурой и соленостью можно представить так:

$$S = S_0 + m\theta, \quad (85)$$

где  $S$  – соленость,  $\theta$  – температура,  $m$  – некоторый известный коэффициент. Теперь выражение для флуктуации скорости звука можно записать:

$$\frac{\delta c}{c} = \alpha\delta\theta + \beta\delta S = \alpha\delta\theta(1 + m\beta/\alpha). \quad (86)$$

Типичное значение  $m = \delta S/\delta\theta = 0,1\% \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$ . Тогда, при  $\alpha = 3,2 \cdot 10^{-3} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$  и  $\beta = 10^{-3}\% \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$ ,  $m\beta/\alpha = 0,03$  корректирующий множитель на соленость. Таким образом, температурные возмущения приблизительно связаны с флуктуациями скорости звука соотношением

$$\delta\theta \approx \frac{1}{\alpha} \cdot \frac{\delta c}{c}. \quad (87)$$

При необходимости можно ввести поправку на соленость. Если известно соотношение между температурой и соленостью, можно определять флуктуации плотности.

В океанах скорость звука вначале убывает с глубиной, следуя за убыванием температуры воды и достигая минимума на глубине, где вертикальный градиент температуры становится близким к нулю. Обычно это имеет место в умеренных широтах на глубинах около 1 км. Далее скорость звука растет до самого дна благодаря росту гидростатического давления, поскольку как температура, так и соленость с глубиной практически не меняются.

Акустическая томография предъявляет высокие требования к точности измерений, их пространственному и временному разрешению. Так, чтобы разделить добегание сигналов от разных источников, временное разрешение должно быть лучше 50 мс.

Точность фиксирования времени добегания сигнала должна быть выше 25 мс. Положение передатчиков и приемников необходимо определять с точностью не хуже  $2^\circ$ . У передатчиков и приемников необходима синхронизация часов.

Эксперимент по акустической томографии был проведен в 1981 г. к юго-западу от Бермуд. Была выбрана область 300x300 км в том месте, где проводился эксперимент MODE – над абиссальной равниной Гаттераса с глубинами от 5 300 до 5 600 м. Схема расположения передатчиков и приемников приведена на рис. 22. На акустических буйях были также установлены измерители температуры и давления. Приемники составляли короткую вертикальную цепочку. Положение каждого акустического источника и приемника фиксировалось монтированием на них передатчиков, работающих на частоте 10 кГц. Вдоль намеченной пунктиром линии велись судовые наблюдения.

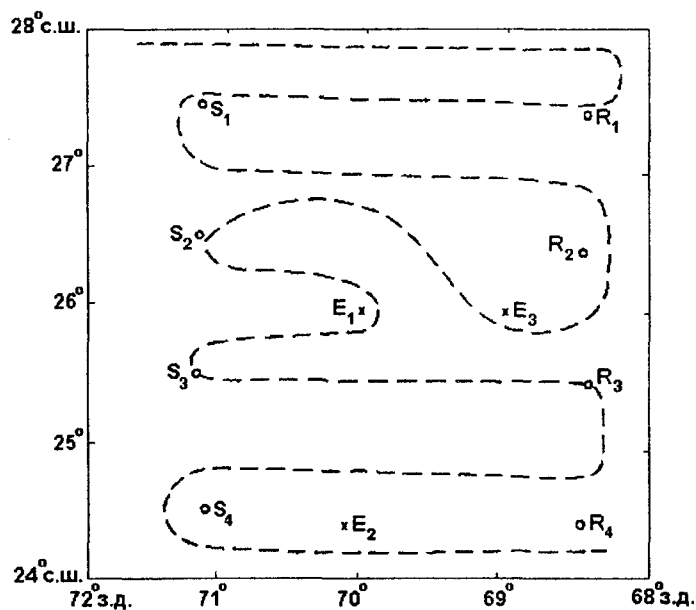


Рис. 22. Схема расположения передатчиков и приемников во время эксперимента по акустической томографии океана.  $S_1$ - $S_4$  – заякоренные акустические передатчики;  $R_1$ - $R_4$  – заякоренные акустические приемники;  $E_1$ ,  $E_2$  – заякоренные буи для измерения течений, температуры и давления,  $E_3$  – заякоренный буй для измерения течений; пунктиром обозначен маршрут НИС, производившего океанологические измерения

Звуковые импульсы, излученные каждым из четырех источников  $S$ , принимались каждым приемником  $R$ .

При описанной схеме образуется 20 пар источник–приемник. Для лучшей помехоустойчивости цикл состоял из 10 измерений. Таким образом, в каждом цикле измерений получалось 200 значений времени добегания акустического сигнала.

На томографическом полигоне проводились обычные измерения с борта судна. Расстояние между станциями составляло 50 км. Измерения на всем маршруте занимали три недели. За такое время поля меняются, а акустические измерения дают мгновенную картину. Тем не менее томографические измерения хорошо согласовались с измерениями электропроводности и течений.

Для повышения точности определения положения приемников и передатчиков предполагается использовать в дальнейшем спутниковую навигационную систему. При этом можно достигнуть точности определения местоположения приемников и передатчиков не хуже 1 м. В районах с тесной связью между температурой и солесностью возмущения в скорости звука могут быть переведены в возмущения плотности с точностью, необходимой для расчета геострофических течений. Можно расширить состав самих измерений, если вместо односторонней передачи от источников к приемникам осуществлять встречные прием и передачу, используя для расчета среднего течения вдоль траектории луча различия во времени добегания сигнала в противоположных направлениях.

## Глава 9

### ДИСТАНЦИОННОЕ ОБНАРУЖЕНИЕ ГРОЗ

Формирование больших объемных электрических зарядов в облаках объясняют две гипотезы – осадочная и конвективная.

В осадочной гипотезе полагают, что заряды облачных элементов возникают при столкновении в облаке переохлажденных капель воды и ледяных кристаллов. Мгновенное замерзание капель ведет к формированию элементарных зарядов в облачных элементах, которые в совокупности порождают большие объем-

ные заряды. Заряды разделяются в облаках и способны вызывать молниевые разряды между отдельными частями облака, различными облаками, облаком и землей.

Конвективная гипотеза полагает, что крупномасштабное разделение зарядов происходит вследствие того, что в участках восходящих движений положительные ионы переносятся в верхнюю часть облака, а в участках нисходящих движений отрицательные переносятся к его основанию.

Так или иначе, типичным является разделение зарядов, когда верхняя часть облака оказывается заряжена положительно, а нижняя – отрицательно. В результате разделения зарядов внутри облака и в окружающем его пространстве создаются сильные электрические поля, при которых могут возникать электрические разряды – молнии. Длина видимой части молнии может достигать 2–3 км. Ток разряда при этом, в среднем, составляет несколько десятков тысяч ампер, а в отдельных случаях превышает сотни тысяч. Температура в канале молнии может достигать 30 000°C. Грозовой разряд представляет собой сложный электродинамический процесс, состоящий из нескольких специфических стадий (пробоя, обратного удара и т. д.), с общей длительностью 0,5–1,5 с. Процесс электрического разряда (молнии) сопровождается импульсом электромагнитного излучения, называемым *атмосфериком*, распространяющимся на значительные расстояния. Электромагнитное излучение обратных ударов используется для целей пеленгации и дальнометрии гроз. Разряды между облаками протекают в целом сходным образом. Количество внутриоблачных разрядов в средних широтах составляет 60–70% от общего числа, а в низких – до 90%. В развивающихся облаках преобладают вертикальные разряды, а при распаде облаков – горизонтальные.

Одной из основных характеристик атмосфериков является их частотный спектр. Лидеры и обратные удары в разряде облако–земля дают низкочастотные волны (3–30 кГц). При облачных разрядах формируются волны с частотой (30–50 кГц).

При пеленгации гроз из одного пункта необходимо измерить два параметра: расстояние до грозового разряда и азимут, под которым пришел сигнал.

Принцип измерения дальности грозовых разрядов основан на определении параметров атмосфериков, зависящих от расстоя-

ния. В методах, применяемых при дальнометрии атмосфериков, выделяют: амплитудный метод, Е–Н, амплитудно-спектральный и другие.

Амплитудный метод измерения расстояний до грозовых очагов базируется на использовании зависимости амплитуды максимальной полуволны атмосферика от расстояния:

$$A = 1/R^k, \quad (88)$$

где  $R$  – расстояние,  $k$  – коэффициент, зависящий от типа атмосферика и проводимости подстилающей поверхности. Максимальной полуволной атмосферика, регистрируемой в широкой полосе частот, для расстояний до 400 км является первая полуволна, не затронутая влиянием ионосферных отражений. Экспериментально установлено, что для целей амплитудной дальнометрии целесообразно использовать частоты от 50 до 100 кГц.

Сущность Е–Н-метода состоит в использовании различий зависимости от дальности электрической (Е) и магнитной (Н) компонент. При амплитудной дальнометрии используется зависимость от дальности отношения

$$V = \frac{|H_\phi|}{|E_z|}, \quad (89)$$

где  $H_\phi$  – горизонтальная магнитная составляющая,  $E_z$  – вертикальная электрическая составляющая. Зависимость  $V$  от расстояния  $R$  представлена на рис. 23.

Фазовый принцип Е–Н-метода основан на зависимости разности фаз между  $H_\phi$  и  $E_z$  от расстояния:

$$\Delta\Phi_{HE} = -\arctg\left(\frac{1}{\kappa R^3}\right), \quad (90)$$

где  $\kappa$  – коэффициент, зависящий от типа атмосферика и проводимости подстилающей поверхности. Зависимость  $\Delta\Phi_{HE}$  от расстояния  $R$  приведена на рис. 24. Эти способы дальнометрии пригодны на расстояниях не более 100 км.

Основным средством для определения местоположения гроз являются пеленгаторы. Все известные в настоящее время пеленгато-

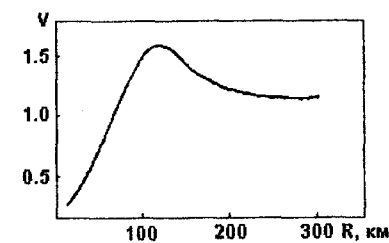
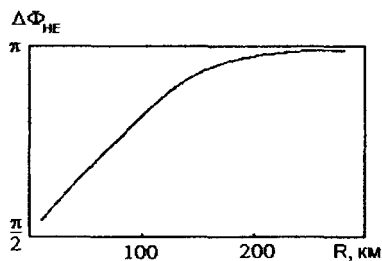


Рис. 23. Зависимость  $V$  от  $R$



**Рис. 24.** Зависимость от дальности величины  $\Delta\Phi_{HE}$ , используемой при фазовой модификации E-H-метода дальнометрии гроз

ры гроз представляют собой моноимпульсные двухканальные пеленгаторы с антеннами, работающими в диапазоне частот максимума излучения обратного удара. Рамочные антенны, имеющие диаграммы направленности в виде восьмерок, взаимно перпендикулярны. При приеме электромагнитного излучения грозового разряда в этих антеннах наводятся затухающие колебания, пропорциональные по амплитуде синусу и косинусу угла прихода волны.

В нашей стране используется автоматический грозопеленгатор-дальномер АГПД. При исследовании грозовых облаков применяются радиолокаторы метрового диапазона типа П-12 с антенной на горизонтальной поляризации. Эти РЛС обнаруживают сильноточные грозовые разряды в радиусе до 200 км. При сопоставлении данных, полученных РЛС-12, с результатами наблюдений АГПД установлено:

- АГПД фиксирует около 30% разрядов, обнаруженных РЛС-12;
- наблюдаются случаи, когда П-12 регистрирует разряды раньше, чем АГПД.

По-видимому, это связано с тем, что АГПД пеленгует каналы молний преимущественно вертикальной ориентации (облако–земля), в то время как П-12 фиксирует в основном горизонтальные разряды. Станция П-12 производится серийно. Были проведены эксперименты по одновременному наблюдению за грозами станцией П-12 с горизонтальной (П-12г) и вертикальной (П-12в) поляризациями. Получено, что станция П-12г обнаруживает 63% гроз. Такие станции имеются в Главной геофизической обсерватории, в Высочкогорном геофизическом институте.

С середины 1970-х годов за рубежом, прежде всего в США, началось создание сети грозопеленгаторов MDF. Первые наблюдения базировались на так называемых магнитных пеленгаторах, регистрировавших разряды между облаками и землей. Точность локализации разрядов при сетевых наблюдениях этой системы составляет 1–2 км в центре сети и 6–8 км – на периферии.

Каждый пеленгатор состоит из магнитной кольцевой и плоской электрической антенны, а также компьютера. Электромагнитные поля, излучаемые молниями, создают напряжение в кольцевой антенне и путем их сравнения на двух кольцах антенны компьютер определяет направление на молнию и силу сигнала. Сила сигнала является функцией амплитуды тока в молнии и расстояния между пеленгатором и разрядом. Электрическая антенна используется для определения полярности молнии. Пеленгатор посылает в пункт анализа следующую информацию: время, направление, сила сигнала, количество повторных ударов и полярность, регистрируются удары между облаком и землей. Система обнаруживает 90% молний на расстоянии от 10 до 100 км.

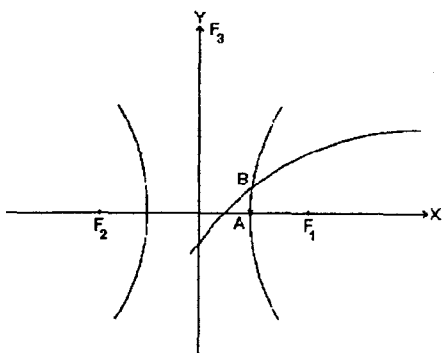
В настоящее время популярной стала система, именуемая в англоязычной литературе TOA. Она базируется на регистрации времени добегания электромагнитной волны от разряда до приемников, образующих сеть так же, как и в системе MDF. Эта система регистрирует разряды только между облаками и землей. Она основана на том, что приемниками, расположенными в различных местах, одновременно регистрируется с точностью до долей микросекунды момент касания разрядом поверхности земли. Система пеленгации состоит из антенны, приемников, центрального анализатора и графического дисплея. Типичная сеть пеленгаторов включает в себя пять приемников, расположенных на расстоянии 200–300 км, и покрывает наблюдениями территорию  $1,5 \cdot 10^6$  км<sup>2</sup>. Каждый приемник всей сети синхронизирован с источником точного времени: наземной станцией TVRO, телевизионной транслирующей станцией или навигационным сигналом спутниковой системы LORAN-C.

Каждая станция обнаружения разряда соединена линией связи с центральным анализатором. Когда происходит разряд молнии в землю, излученный электромагнитный импульс определяется всеми наблюдательными станциями. Станции присваивают метку времени этому импульсу по своим синхронизированным часам. Эта информация об импульсе и точном времени регистрации направляется в центральный анализатор, где производится расчет его местоположения.

Рассмотрим кратко методику расчета местоположения разряда для простого плоского случая.

Положим, что в плоскости ХУ имеются две антенны в известных точках, произвольный точечный источник радиоизлучения возбуждает каждую антенну в некоторый момент времени. Если положительную разность этих времен возбуждения умножить на скорость распространения волны, то получаемое расстояние будет находиться на гиперболе в плоскости ХУ, фокусы которой соответствуют положению двух антенн. Известно, что каноническое уравнение гиперболы есть

$$\frac{x^2}{a^2} - \frac{y^2}{b^2} = 1. \quad (91)$$



**Рис. 25.** Схема определения местоположения грозового разряда методом фиксации времени добегания электромагнитной волны до приемников

Очевидно, что имеет место фокальное свойство гиперболы: гипербола является геометрическим местом точек, для каждой из которых разность расстояний до двух фокусов есть постоянная величина, равная  $2a$  (рис. 25). Пусть разряд произошел в точке А, а пеленгующие станции находились в точках  $F_1$  и  $F_2$ . Тогда  $AF_1 = ct_1$ ,  $AF_2 = ct_2$ , где  $c$  – скорость распространения электромагнитной волны,  $t_1$  и  $t_2$  – время регистрации сигнала пеленгаторами, расположенными в точках  $F_1$  и  $F_2$ , соответственно

$AF_2 - AF_1 = c\Delta t = \text{const}$ . Так как  $t_1 < t_2$ , из двух ветвей гиперболы выбирается правая. Итак, получив  $\Delta t$ , можно сказать, что разряд произошел где-то на правой ветви гиперболы, но где именно, сказать невозможно. Для устранения неопределенности нужно привлечь измерение еще в одном пункте. Пусть это будет точка  $F_3$ . Анализируя сходным образом информацию с пеленгаторов в точках  $F_1$  и  $F_3$ , определяется по-новому  $\Delta t$  нужная ветвь в новой гиперболе. Место пересечения двух ветвей и будет положением грозового разряда В. Возможны ситуации, когда ветви двух гипербол пересекутся в двух местах. В этом случае используется четвер-

тая антенна, чтобы исключить неопределенность. Сходная методика используется для сферической поверхности Земли. Такая двумерная задача решается в системе LPATS.

Точность определения местоположения разряда лучше одного километра по всей территории. Различаются разряды, отстоящие друг от друга по времени на 15 миллисекунд. Данные о разрядах переводятся из аналоговой формы в цифровую. В процессе оцифровки разряд анализируется на предмет определения его параметров, таких как положительная или отрицательная полярность, время, когда был достигнут пик, и амплитуда пика разряда. Цифровая информация передается в интерактивную систему отображения на ПЭВМ. Информация содержит сведения о числе разрядов на контролируемой территории в течение данного промежутка времени, географическое положение разрядов в каждый момент времени.

Рассмотренные системы пеленгации гроз базируются на регистрации основного электромагнитного сигнала, распространяющегося через нижние слои атмосферы непосредственно с места разряда. В таких системах необходимо принимать меры по фильтрации вторичных сигналов, распространяющихся вверх, отраженных ионосферой и далее по радиоволноводам вокруг Земли.

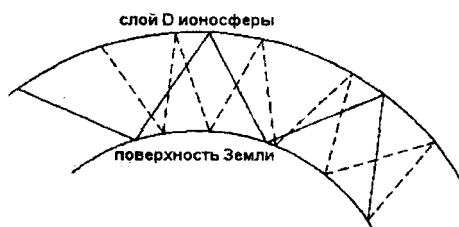
Системы, о которых далее пойдет речь, ориентированы на пеленг именно вторичных сигналов от разрядов. С этой целью используется очень низкочастотная (ОНЧ) часть электромагнитного спектра, излучаемого при разряде (3–30 кГц). По волноводам, находящимся в нижней ионосфере, излучение на частотах вблизи 10 кГц распространяются на тысячи километров. Атмосферика этой частотой генерируются преимущественно разрядами облако–земля. При этом есть возможность обнаружить положение района грозовой деятельности одним грозопеленгатором. Азимут определяется детектором направления, работающего по принципу магнитной антенны, которая фиксирует проекции сигнала на разные плоскости (рамки); вычисляется направление, из которого поступает сигнал. Расстояние рассчитывается методом Волланда–Хэйдта (1982). В отличие от рассмотренных ранее систем, в методе Волланда–Хэйдта используются узкополосные приемники, настроенные на три фиксированные частоты: 5, 7 и 9 кГц. На этих частотах в атмосферных волноводах первые моды доминируют на больших расстояниях и позволяют зафиксировать атмосферика на рас-

стоянии до 9 000 км. Возможность определения расстояния базируется на том, что время добегания сигнала на разных частотах различно. Различие во времени добегания сигнала на соседних частотах и используется для расчета расстояния до места разряда.

Время запаздывания ОНЧ сигнала вдоль траектории его распространения, по сравнению с распространением в вакууме, определяется уравнением

$$\frac{dt}{dt} = 1 + \frac{f}{n} \frac{\partial n}{\partial f}, \quad (92)$$

где  $\tau$  – время запаздывания,  $f$  – частота,  $n$  – показатель преломления. Таким образом, время запаздывания зависит от частоты и от коэффициента преломления. В целом имеется тенденция меньшего запаздывания для более низких частот. Распространение электромагнитных волн на разных частотах показано схематически на рис. 26.



**Рис. 26.** Схема распространения ОНЧ в волноводе Земля–ионосфера. Сплошными линиями дано распространение волны с более низкой частотой, пунктиром – с более высокой частотой

настроенных на частоту 5 кГц. С их помощью определяется азимут. В приборе имеется штырьковая антенна и приемник, настроенный на частоты 5, 7 и 9 кГц. Эти частоты используются для электронного подсчета запаздывания сигнала. По запаздыванию сигналов определяется расстояние, которому присваивается найденный азимут и затем определяются географические координаты разряда. На распространение радиоволн влияет состояние слоя D ионосферы и направление распространения волн относительно геомагнитного поля. Точность определения местоположения разрядов составляет около 300 км.

Вследствие большего коэффициента преломления сигнал на более высоких частотах движется в волноводе по более длинной траектории, поэтому запаздывает больше, чем низкочастотный сигнал.

Рассмотрим устройство грозопеленгатора. Его приемник состоит из двух перпендикулярно расположенных магнитных кольцевых антенн,

При измерениях ведется пеленг отдельных грозовых разрядов в течение 20–30 мин, затем по собранной группе географических координат идентифицируется очаг грозовой деятельности.

Такого рода пеленгаторы функционируют на оперативной основе в Англии, Германии, Южной Африке, Антарктиде.

## Глава 10

### ОПРЕДЕЛЕНИЕ СКОРОСТИ ВЕТРА ПО СМЕЩЕНИЮ В АТМОСФЕРЕ ОПТИЧЕСКИХ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ

Дистанционные определения оптических неоднородностей в атмосфере, выполняемые через небольшие промежутки времени, позволяют определить их последовательное смещение. Если использовать гипотезу о “замороженности”, т. е. считать, что, например, облако в течение некоторого времени  $\Delta t$  не изменило конфигурации и переместилось по горизонтали со скоростью ветра в слое, где оно наблюдается, естественно, что по его смещению  $\Delta \vec{S}$  за некоторый промежуток времени  $\Delta t$  можно определить скорость ветра:  $\vec{v} = \Delta \vec{S} / \Delta t$ .

Указанным выше условиям удовлетворяют далеко не все неоднородности в атмосфере, наблюдаемые дистанционными средствами. Например, полосы фронтальных облаков и связанных с ними зоны осадков хорошо измеряются многими средствами: радиолокаторами, радиометрами и др., но они перемещаются не со скоростью ветра. Их фазовая скорость может заметно отличаться от нее. Поэтому первая проблема в процедуре определения скорости ветра по смещению облаков или неоднородностей в поле влажности состоит в отборе мишеней, которые удовлетворяли бы отмеченным выше условиям. В настоящее время для этого используются кучевые облака небольшой вертикальной мощности и неоднородности в поле перистых облаков.

Помимо упомянутых принципиальных трудностей имеются и технические. Основные из них связаны с ограниченным пространственным разрешением систем дистанционных измерений и с идентификацией слоя, к которому следует отнести эти неоднородности.

Сейчас для определения скорости ветра используют результаты измерений с геостационарных спутников – с них пространственное разрешение является практически предельным для поставленных целей и задач. Так, при измерениях в видимом диапазоне оно в надире составляет 1,5–2,0 км, а при измерениях в ИК диапазоне – около 5 км. Мелкие неоднородности могут быть обнаружены с этих спутников только в низких широтах.

Используются измерения с геостационарных спутников, поскольку лишь они обеспечивают обзор Земли каждые 30 мин, т. е. через столь короткие интервалы времени, что облачные образования можно считать “замороженными”. Для оценки смещения облаков в основном используют видимый участок спектра. ИК изображения применяют для определения высоты их верхней границы. Эта часть в процедуре определения ветра является самой слабой, так как оценить температуру верхней границы кучевых облаков небольшого размера очень трудно, поскольку в поле зрения прибора попадают и безоблачные участки.

В настоящее время функционирует система геостационарных спутников, позволяющая определять скорость ветра по смещению облаков и неоднородностей в поле влажности. Это спутники США “GOES WEST” и “GOES EAST” (над центральной частью Тихого океана и над американскими континентами), спутники Европейского космического агентства Метеосат (один находится над Атлантическим океаном на 10° з. д., второй – над Индийским океаном в точке 70° в. д., индийский спутник Индсат над 80° в. д., японский спутник GMS (110° в. д.).

Векторы скорости ветра, восстановленные по смещению облаков, передаются в виде международных сводок SATOB. Сводки SATOB поступают в систему глобальной телесвязи (ГСТ). Ежедневно в системе ГСТ циркулируют около 4 500 таких сводок. Данные относятся в основном к океаническим районам в тропических широтах.

В качестве примера в табл. 5 приведены оценки получаемых таким образом данных о ветре и их сравнение с данными радиозондирования. Ветер определялся Австралийской метеорологической службой по измерениям с японского спутника GMS в видимом и ИК диапазонах.

Таблица 5

Скорость ветра в свободной атмосфере по измерениям радиозондами и ИСЗ GMS

Уровень в атмосфере	Тип данных ИСЗ	Количество наблюдений	Средняя скорость, м/с	Смещенность (радиозонд-спутник), м/с	Модуль векторной разности, м/с
Нижний	ИК	768	7,1	-0,42	3,4
	ВИД	214	7,94	0,24	3,12
Средний	ИК	202	10,87	0,92	4,82
	ВИД	28	9,66	1,93	5,09
Верхний	ИК	472	11,96	-1,52	4,96
	ВИД	164	9,68	-1,52	4,61

ИК – инфракрасный диапазон, ВИД – видимый

## Глава 11

### ДИСТАНЦИОННЫЕ МЕТОДЫ ИЗМЕРЕНИЙ И РЕШЕНИЕ АКТУАЛЬНЫХ ПРОБЛЕМ

Дистанционные измерения способствуют повышению качества оперативного обслуживания гидрометеорологической информацией ее потребителей и позволяют собирать большое количество материала для формирования банка гидрометеорологических величин, их последующей климатологической интерпретации.

Так, с применением спутниковых данных осуществляется оперативное обслуживание информацией о погоде, наводнениях, состоянии поверхности морей и океанов, дается их прогноз. Этой информацией пополняются режимные фонды, по материалам которых делаются временные и пространственные обобщения типа “Спутниковой климатологии” К. Я. Кондратьева, даются описания, характеризующие гидрологический режим различных районов.

Не имея возможности детально рассмотреть все актуальные проблемы гидрометеорологии, подверженные, в принципе, решению с помощью дистанционных методов, обратимся к крупнейшим из них.

Одной из таких, как известно, является экологическая проблема – проблема учета взаимных связей организмов со средой их обитания. На Земле это комплекс: атмосфера–гидросфера–почвы, антропогенное воздействие на него.

Анализ этого взаимодействия необходимо осуществлять комплексно, с учетом специфики влияния каждого элемента на отдельные фрагменты, формирующие эту среду, и на всю среду в целом.

После окончания Второй мировой войны, примерно с середины XX в., многие ученые-естественники, а затем и политики стали уделять проблемам экологии пристальное внимание.

В 1972 г. в Стокгольме состоялась Первая Международная конференция ООН, посвященная оценке состояния природной среды. На этой конференции было признано, что природная среда в некоторых странах, обладающих развитой индустрией, подвергается огромным техногенным нагрузкам и трансформируется до такого состояния, которое уже сейчас не может обеспечить нормальные условия существования живых организмов, а если это будет продолжаться и далее, то ситуация ухудшится.

Столь катастрофическое положение имеет место пока лишь в отдельных регионах нашей планеты, в регионах, характеризующихся очень высокой насыщенностью индустрией, однако, судя по очевидным тенденциям, она вскоре может достичь и глобальных масштабов.

Поиски решения проблемы не терпят отлагательства и в противоречиях, заключающихся в неизбежности роста техногенных нагрузок на природу и нанесению ей минимального урона, а также в том, что природосберегающие технологии удорожают выпускаемую промышленностью продукцию, надо искать оптимальные решения.

Для этого необходима, в первую очередь, система объективного контроля экологической обстановки как в отдельных регионах, так и на всей планете. Такие системы важны для оценки отдельных составляющих природной среды (воздух, вода, почва, растительность и др.) и для оценки всей экологической обстановки в целом. Это необходимо для выработки и принятия экстренных мер по предотвращению ее дальнейшего ухудшения. Неотложные меры включают в себя, с одной стороны, административные действия – наложение штрафов, ликвидация предприятий, наносящих недопу-

стимый вред природе, а с другой – научно-управленческие, разработка моделей динамики и трансформации техногенных загрязнителей, их взаимодействия с атмосферой, биосферой, гидросферой, грунтами и, далее, выработка требований к режиму функционирования различных отраслей промышленности с целью минимизации вреда, наносимого ими природе.

Разработка алгоритма взаимодействия органов, контролирующих экологическую обстановку, инстанций, способных карать, и руководителей различными отраслями промышленности является очень важной и, в принципе, решаемой задачей. Ее успеху способствует появление глобальной компьютерной сети Интернет, разработка передовых информационных технологий, служащих, в определенной мере, инструментом для создания совершенных систем глобального экологического мониторинга с зондирующими датчиками космического базирования. Предполагается, что системы авиационного и наземного базирования используются в общей схеме экологического мониторинга для калибровки спутниковых космических измерений либо для решения локальных задач.

Экологический мониторинг из Космоса осуществляется с помощью созданных для этого радиолокаторов, радиометров, скаттерометров и оптических систем, устанавливаемых, в основном, на полярно-орбитальных искусственных спутниках Земли.

В нашей стране – это спутники серии “Метеор”, “Океан” и “Ресурс”. В США – это, прежде всего, спутники серии “NOAA”.

Американские спутники серии “NOAA” оснащены оптической и инфракрасной многозональной аппаратурой. Они запускаются на полярные орбиты высотой около 700 км с наклоном  $99^{\circ}53'$ . Радиометр высокого разрешения, установленный на них, осуществляет съемку земной поверхности в диапазонах: 0,58–0,68 мкм; 0,75–1,100; 3,55–3,93; 10,3–11,3 и 11,4–12,4 мкм. Съемка осуществляется с пространственным разрешением 1,1 км в полосе обзора шириной около 2700 км.

Гидрометеорологическая система “Метеор-3” запускается на полярную круговую орбиту высотой около 1200 км с наклоном  $82,5^{\circ}$ . На борту спутника установлен сканирующий инфракрасный радиометр (9,65–18,7 мкм) с пространственным разрешением 35x35 км и полосой обзора 400 км; инфракрасный радиометр



(10,5–12,5 мкм) с разрешением 3х3 км и полосой обзора 3100 км. На борту спутника имеется также сканирующая телевизионная аппаратура.

Российская космическая система “Океан” выводится на полярную круговую орбиту высотой 600–650 км с наклоном 82–83°. Зондирующая аппаратура: радиолокатор бокового обзора, радиометры, многоканальное сканирующее устройство МСУ-С с пространственным разрешением 370х370 км и полосой обзора 1100 км в диапазонах 0,6–0,7 мкм и 0,8–1,1 мкм, а также многоканальное сканирующее устройство высокого разрешения МСУ-М с пространственным разрешением 2х2 км и полосой обзора 1900 км, работающее в спектральных диапазонах 0,5–0,6 мкм; 0,6–0,7; 0,7–0,8 и 0,8–1,1 мкм. Система снабжена также аппаратурой для сбора информации с автономных морских и ледовых станций. Космической системой выдаются радиолокационные, микроволновые и оптические изображения земной поверхности, необходимые для обеспечения безопасности морского судоходства, рыболовства, геологических работ на шельфах Мирового океана. Важнейшей задачей этой спутниковой системы является освещение ледовой обстановки в Арктике и приантарктических районах.

Помимо гидрометеорологических данных со спутников может быть получена информация о зонах стихийных бедствий, уровнях загрязнения снегового покрова, акваторий и почв, о залповых, либо постоянных выбросах загрязняющих веществ в атмосферу и водоемы.

По данным ИСЗ четко выделяются лесные и степные пожары, зоны наводнений и др.

Возможность свободного приема информации с гидрометеорологических и экологических спутников, согласно концепции “открытое небо”, гарантируется Всемирной Метеорологической организацией.

Среди экологических проблем, связанных с загрязнением природы, особое место занимают проблемы, связанные с ее загрязнением нефтепродуктами.

По данным Национальной академии наук США, общее количество нефтепродуктов, попадающих в Мировой океан, составляет около 6–8 млн тонн в год. Основными причинами загрязнения акваторий являются:

- сброс нефтяных углеводородов в процессе эксплуатации судовых энергетических установок (35%);
- стоки городов и промышленных предприятий (25%);
- естественные выбросы нефти по разломам геологических структур (10%);
- катастрофы судов и буровых установок (10–15%);
- прочие (15%).

Очень опасны крупные локальные разливы нефтепродуктов, происходящие при авариях судов, особенно нефтеналивных, тем более, что в настоящее время перевозки нефтепродуктов осуществляются в основном супертанкерами. Наибольшее число аварий судов (до 90%) происходит вблизи побережья на подходе к портам, а иногда и в них самих.

Одна тонна разлитых нефтепродуктов нарушает экологическое равновесие акватории площадью свыше двух квадратных километров.

При разливе нефти на поверхности акватории образуется нефтяной слой толщиной 2–6 см, который в течение нескольких часов расплывается на значительную площадь (литр нефти на 1 гектар), при этом толщина пленки достигает 0,1–0,01 мм. Через несколько суток толщина пленки уменьшается до молекулярного слоя. Часть компонент нефти (легкие фракции) сравнительно быстро испаряется, часть растворяется в воде. Физико-химическая и биологическая утилизация нефтепродуктов происходит сравнительно медленно. При благоприятных условиях в первую неделю разлагается лишь 50% пролитой нефти. При температуре ниже 10°C процессы резко замедляются, поэтому, например, в арктических бассейнах пролитая нефть может сохраняться в течение нескольких десятилетий. Остаточные нефтепродукты образуют смолистые легтеобразные и асфальтообразные комки. Подобные образования обнаружены даже в районах океана, лежащих в стороне от основных морских дорог.

Нефть представляет серьезную угрозу для морских организмов. Особенно чувствительны к нефтяному загрязнению птицы.

Нефтяные пленки способны адсорбировать ядовитые химические вещества антропогенного происхождения, что в конечном итоге приводит к сокращению биопродуктивности Мирового океана.

Нефтяные загрязнения существенно изменяют физико-химическое взаимодействие между атмосферой и океаном. Они уменьшают газовый обмен, воздействуют на динамику развития волнения, весьма заметно ослабляют подводное световое поле, влияя тем самым на биологические процессы, происходящие в приповерхностном водном слое. Измерения показали, что наличие нефтяной пленки толщиной порядка 40 мкм уменьшает количество фотосинтетически активной радиации, проникающей в воду, на 15–20%. Пленка нефтепродуктов толщиной порядка 100 мкм почти полностью поглощает инфракрасное излучение. Наличие нефтяных загрязнений изменяет альбедо водной поверхности и, следовательно, нарушает тепловой режим загрязненной поверхности. Сейчас уже можно считать установленным, что нефтяные загрязнения, постепенно накапливающиеся в арктическом и антарктическом бассейнах, попадая на ледяную поверхность, изменяют ее альбедо и оказывают влияние на процессы таяния льдов в этих бассейнах.

Нефтяные загрязнения делают пресную воду непригодной для питья. Вместе с фенолами нефтепродукты образуют специфическую группу органических загрязнений, обладающих токсическим действием.

В дальнейшем масштабы нефтяных загрязнений будут увеличиваться. Защита водных бассейнов от поступления в них нефтепродуктов и ликвидация последствий случившихся нефтяных загрязнений стала насущной проблемой для всего мира.

Задача защиты акваторий и побережий от их загрязнения нефтепродуктами порождает проблемы их своевременного обнаружения, диагностики загрязняющих ингредиентов, ареала распространения и прогноза развития ситуации.

Нефтяные загрязнения оперативно обнаруживаются дистанционными методами. Их применение позволяет инспектировать за сравнительно малый промежуток времени обширные акватории. Дистанционные методы позволяют находить нефтяные загрязнения вскоре после разлива. На этой стадии их ликвидация может быть осуществлена с наименьшими затратами.

В табл. 6 указаны применяемые в настоящее время дистанционные методы обнаружения загрязнения акваторий нефтепродуктами.

Таблица 6

Дистанционные методы обнаружения нефтяных загрязнений

	Метод обнаружения	Используемая область спектра	Контраст	Влияние волнения на результаты обнаружения	Время суток, когда возможно обнаружение	Атмосферные условия, при которых еще возможно обнаружение
Пассивные	Регистрация отраженного солнечного излучения с использованием телевизионных и сканирующих систем, черно-белой и цветной фотографии	УФ 0,28–0,4 мкм	1,3–4	Сильное	День	Легкая дымка
		Видимая 0,4–0,7 мкм	1–2	Сильное	День	Ясно
		ИК 0,7–0,98 мкм	1,7 (облачность) 1 (ясно)	Сильное	День	Ясно
Активные	Регистрация собственного теплового излучения ИК-радиометром	4,5–14 мкм	$\Delta T = 1-2K$	Сильное	Любое	Слабый туман
	Регистрация собственного теплового излучения микроволновым радиометром	1 мм–3 см	$\Delta T = 15-40K$	Сильное	Любое	Туман
	Регистрация искусственно возбуждаемых спектров флуоресценции	0,3–0,5 мкм		Сильное	Ночь	Ясно
	Активная радиолокация	0,1–100 см		Очень сильное	Любое	Дождь
	Регистрация отраженного излучения CO <sub>2</sub> -лазера	10,6 мкм	4–6	Слабое	Любое	Слабый туман

Поведение нефтепродуктов в морской среде зависит от многих факторов: от их состава, гидрометеорологических условий в зоне разлива, продолжительности их нахождения в воде, объема разлива и т. д. Задачи обнаружения и измерения характеристик загрязнения вод нефтепродуктами можно условно разделить на две группы.

Первая группа задач связана с необходимостью систематического наблюдения и составления карт загрязнений нефтепродуктами вод морей и океанов. Наблюдения должны вестись прежде всего по районам основных трасс нефтеперевозок, интенсивного судоходства, в устьях рек, у побережья промышленно развитых стран. Это должны быть наблюдения глобального характера. Поэтому здесь можно говорить и о необходимости использования глобальной спутниковой системы.

Вторая группа задач связана с оперативным обнаружением, оценкой размеров и характеристик аварийных разливов нефтепродуктов. Решение задач второй группы оптимально при использовании авиации.

Наиболее опасны разливы нефтепродуктов при аварийных ситуациях. Происходят они обычно в условиях штормовой погоды при сплошной облачности и в темное время суток. В этих условиях обычно применяются радиолокационные, радиометрические системы СВЧ и ИК-системы на авиационных носителях.

Поскольку радиолокационные системы могут лишь обнаруживать разливы нефтепродуктов, определить район загрязнения, но не могут распознать тип разлитых нефтепродуктов, эти системы используются в короткие после аварии сроки для принятия решений о дальнейших мерах.

В настоящее время существуют самолеты-лаборатории, специально оборудованные для этих целей. В табл. 7 показан состав оборудования такого самолета.

Авиационная система наблюдения за состоянием морской поверхности, в состав которой входят радиолокационные станции бокового обзора (РЛСБО), а также ИК- и УФ-сканеров, позволяет получать объективную информацию об источниках нефтяного загрязнения.

Опытный наблюдатель, находясь на борту судна или летательного аппарата, может, даже визуально, определить границы загрязнения, размеры нефтяных пятен, а по цвету и толщину пленки.

Таблица 7

Оборудования шведского самолета-лаборатории  
фирмы ERICSSON

Технические средства	Функции
Базовый самолетный комплекс	
Локатор бокового обзора	Обнаружение и картирование зон аномалий морской поверхности, нефтяных загрязнений, апвеллингов, рингов и т. д.
Сканер УФ-, видимого и ИК-диапазонов	Определение вида загрязнений и детальное их картирование
Сканирующий СВЧ-радиометрический комплекс	Определение толщины нефтяных пленок и метеопараметров
Совместная обработка локационных, сканерных, СВЧ-данных	Построение комплексной карты нефтяного разлива с указанием толщины пленки
Телевизионная камера Аэрофотосъемочный комплекс АФА	Документирование зон загрязнения и кораблей-нарушителей
Системы обработки данных и комплекс передачи информации	Обработка, визуализация, регистрация, документирование локационных, сканерных, СВЧ-изображений, их навигационная привязка, сброс обработанных изображений на корабли-нефтеборщики и в региональные центры
Дополнительный комплекс	
Лидарный комплекс	Определение толщины нефтяной пленки – заглубленных нефтепроводов – метеопараметров
Лазерный флюориметр	Определение состава сброшенных нефтепродуктов

Для мониторинга нефтяных загрязнений весьма заманчиво использовать технические средства космического базирования. Однако для их успешной работы серьезными препятствиями являются облачность и малая полоса обзора датчиков высокого разрешения, которые необходимы для идентификации загрязнений. Поэтому,

если неизвестно место разлива нефтепродуктов, вероятность его обнаружения с космических платформ весьма мала. Имеющиеся в настоящее время гражданские космические системы пока целесообразно использовать лишь для решения экологических задач, связанных с анализом глобальных длиннопериодных наблюдений, как дополнительное средство контроля уже обнаруженных очагов крупных экологических катастроф.

Ландшафтно-индикационное, т. е. комплексное дешифрирование космических снимков высокого разрешения, например, со спутников серии “Ресурс-Ф”, с применением геоинформационных технологий позволяет оперативно контролировать состояние природной среды на очень больших по площади территориях, формировать банк данных об их природе и хозяйстве, определять соотношения на них природных и антропогенных объектов, видеть последствия хозяйственной деятельности, которые формируют современный вид территории. Материалы космических съемок существенно дополняют картографические, фондовые, статические и литературные сведения, в сочетании с ними достигается максимальная эффективность их использования для решения многих прикладных задач.

Спутники серии “Ресурс-Ф” выводились на полярные орбиты со средней высотой 240–275 км и наклоном  $82,3^\circ$ , оснащались фотоаппаратурой с фокусным расстоянием от 200 до 1000 мм с форматом негатива 18x18 см и 30x30 см. Полоса захвата составляла на разных космических аппаратах от 0,3 до 0,9 орбиты. Фотоаппаратура из этой же серии устанавливалась также и на пилотируемой космической станции “Мир”. Установленная на ИСЗ серии “Ресурс” фотоаппаратура “Природа 4-М” и “МК-4” позволяет получать высококачественную детальную информацию на спектрально-зональной и многозональной фотопленке с разрешением до 2–3 м.

Оригиналы фотонегативов обрабатываются в Государственном центре “Природа” до уровня совмещения с топографическими картами.

Обработанные космические снимки являются основой для создания комплексных или тематических карт современного состояния территории, ее хозяйственного использования. В качестве тематических карт можно упомянуть, например, карты зон затопления речными половодьями, карты состояния почв, лесной и степной

растительности, последствий антропогенного воздействия на природу.

Комплексные и тематические карты являются важнейшим исходным материалом для разработки природоохранных мероприятий, поиска путей оптимального использования освоенных территорий, оценки возможностей и перспектив освоения новых.

Институт космических исследований РАН, Институт радиотехники и электроники РАН и Институт автоматики и процессов управления ДВО РАН разрабатывают комплексный проект создания интегрированной распределенной информационной системы данных дистанционного зондирования Земли с использованием ресурсов региональных центров приема, обработки и обмена спутниковыми данными, обеспечивая тем самым информационную поддержку программ дистанционного зондирования. Решение проблемы создания национальных информационных фондов по экологическим и природно-ресурсным программам на основе дистанционных методов исследования Земли из Космоса было поддержано в 1998 г. проектом РФФИ 98-07-90209.

В этом проекте объединение региональных центров геоэкологического мониторинга целиком основано на Интернет-технологиях и использует, в частности, Российскую научную космическую сеть Интернет RSSI, которая была создана в Институте космических исследований РАН в 1993 г. при поддержке NASA в рамках соглашения 1992 г. между США и Российской Федерацией о сотрудничестве в изучении и использовании внешнего Космоса для мирных целей.

С семидесятых годов прошлого века в нашей стране и в США предпринимаются значительные усилия по созданию аппаратуры и разработке методов дистанционного зондирования с космических носителей в целях изучения и рационального использования биологических природных ресурсов суши и океана.

Известно, что благодаря растениям на Земле возможно существование высших форм жизни и, прежде всего, человека, которому они дают кислород и органику, являющуюся пищей.

Биомасса растений на суше и масса фитопланктона, являющаяся основополагающим биологическим показателем, может быть с достаточной степенью надежности определена путем спектрометрирования земной поверхности с авиационных или космических аппаратов.

США был выведен на орбиту на спутнике “Систат”, а с 18 сентября 1997 г. функционирует спутниковый 8-канальный сканер цвета моря SeaWiFS. Аппарат работает на солнечно-синхронной орбите высотой 705 км, имеет две полосы захвата шириной 2801 и 1502 км с разрешением в надире 1,1 и 4,5 км. Ежедневно реализуется 15 полос сканирования земной поверхности от полюса до полюса; каждые два дня сканируется около 90% поверхности Мирового океана. В табл. 8 даны спектральные интервалы каналов сканирования.

Таблица 8  
Спектральные интервалы каналов сканирования SeaWiFS

Канал	Диапазон, нм	Область спектра	Назначение
1	402–422	Фиолетовая	Растворенное органическое вещество (включая желтое вещество)
2	433–453	Синяя	Поглощение хлорофиллом
3	480–500	Зелено-голубая	Поглощение пигментом, коэффициент диффузного ослабления
4	500–520	Зелено-голубая	Поглощение хлорофиллом
5	545–565	Зеленая	Пигменты, оптические свойства, осадки
6	660–680	Красная	Атмосферная коррекция
7	745–785	Ближний ИК	Атмосферная коррекция, рассеяние аэрозолем
8	845–885	Ближний ИК	Атмосферная коррекция, рассеяние аэрозолем

Первоначально целью SeaWiFS являлись лишь океаны, но затем было принято решение проводить также наблюдения поверхности суши и объектов в атмосфере.

Сканером SeaWiFS удалось зафиксировать лесные пожары в штате Флорида, Мексике, Канаде, Индонезии и России, наводнения в Китае, песчаные бури в Гоби и Сахаре, тропические циклоны “Бонни” и “Даниэл”. Аппарат позволил океанологам и климатологам стать свидетелями перехода феномена Эль-Ниньо в Ла-Ниньо.

Плотность растительного покрова поверхности Земли может быть оценена по значению вегетационного индекса. Данные SeaWiFS позволяют его вычислять. Наблюдения за динамикой ве-

гетационного индекса позволяют контролировать развитие сельскохозяйственных культур, состояние лесного покрова и т. д.

Спутниковые данные о цвете воды с глобальным покрытием Мирового океана доступны каждые двое суток через центр обработки и хранения данных Годдардского центра космических полетов НАСА (GSFC DAAS).

Сканером SeaWiFS собрана самая всесторонняя глобальная база биологических данных. На ее основе проверяются существующие и строятся новые гипотезы о поведении углерода в атмосфере, продолжительности земных вегетационных циклов и о жизнеспособности океанической пищевой цепи.

В последние годы в составе бортовой аппаратуры океанографических ИСЗ функционирует радиофизическая аппаратура, включающая радиолокационную станцию бокового обзора и СВЧ-радиометр, обеспечивающие постоянство наблюдений даже в условиях облачности и в темное время суток.

Таким спутником был “Космос-1500”, запущенный 28 сентября 1983 г. в рамках программы “Океан”.

Основные задачи эксперимента со спутником “Космос-1500”:

- отработка методов дистанционных исследований Мирового океана и поверхности Земли в интересах различных отраслей хозяйства;
- испытание новой измерительной аппаратуры;
- проведение оперативной съемки ледяных покровов Арктики и Антарктики для обеспечения навигации.

Информация с РЛС БО позволила решить ряд практических задач. Так, помимо получения оперативной информации о ледовой обстановке, данные зондирования с ИСЗ типа “Космос-1500” используются для исследования физических закономерностей образования, динамики и метаморфизма морских и материковых льдов, для изучения структуры поля приводного ветра и его связей с мезо- и макромасштабными процессами в атмосфере; индикации поверхностных проявлений динамики вод океана (внутренних волн, вихревых образований, течений) и др.

Для эксперимента на спутнике “Космос-1500” по программе “Океан” характерна комплексность изучения океана и атмосферы. Комплексный характер эксперимента обеспечивается главным

образом набором бортовой исследовательской аппаратуры, работающей в различных областях спектра. При этом осуществляется формирование совмещенного кадра, включающего информацию об одном и том же участке поверхности Земли, полученного одновременно РЛС БО, сканирующим СВЧ-радиометром и одним из четырех каналов сканирующего устройства оптической системы.

С началом радиолокационных съемок со спутника “Космос-1500” появилась возможность получать новые сведения о пространственных особенностях материковых льдов Антарктиды.

Информативность этих съемок обусловлена четкой зависимостью соотношения отраженной, рассеянной и поглощенной энергии зондирующего сигнала от геометрии, структуры и состава исследуемого объекта.

В используемом для радиолокации со спутника сантиметровом диапазоне длин волн диэлектрический контраст на границе между снежно-фирновым покровом и воздухом оказывается наибольшим. Основным фактором, обуславливающим интенсивность формирования обратного радиолокационного сигнала, становится его рассеяние на внутренних неоднородностях поверхностного слоя. Толщина этого слоя зависит от свойств среды. Так, волны длиной 2–3 см проникают в морской лед на глубину до метра, в пресноводный лед – на глубину около 10 м, а в снежно-фирновый покров посылаемый со спутника сигнал может проникать на глубину в десятки метров.

Поэтому различные по внутреннему строению ледяные покровы по-разному отражаются на радиолокационных снимках, тон, структура и текстура которых имеют своеобразные для соответствующего льда особенности. Последние в значительной мере обусловлены присущей космическим съемкам резкой пространственной генерализацией изображений, что приводит, с одной стороны, к существенной пертурбации информативности структурно-текстурных признаков вплоть до их перехода в яркостные, а с другой – к объединению и выделению на изображении крупных зон с однородным состоянием ледяного и ледникового покровов.

Космическая информация, полученная в оптическом диапазоне, широко используется для наблюдений за дрейфом айсбергов в Арктике и Антарктике в ситуациях, когда отсутствует облач-

ность, а дрейф айсберга происходит в морской воде, свободной от льда, поскольку при вмержании айсберга в морскую лед он плохо опознается из-за отсутствия контрастов между ним и ледяным полем.

Спутниковой РЛС айсберги опознаются всегда, т. к. на чистой воде они видны даже сквозь облачность, а айсберги, вмержшие в ледяные поля, легко выделяются по толщине льда.

Динамика морских льдов в Арктике и Антарктике, их временная изменчивость представляют интерес не только с позиций обеспечения возможностей судоходства и его безопасности, но также и с естественно-познавательных. Так, известно, что южная граница морских льдов в Арктике и северная граница в Антарктике весьма чувствительны к колебаниям как глобальных, так и региональных климатических условий.

Радиоэхолокационные исследования аппаратурой, установленной на тяжелых самолетах С-121J, С-130F и С-130R, выполненные сотрудниками Технического университета Дании и Института полярных исследований Скотта при существенной материальной помощи Национального научного фонда США, позволили разделить покровные льды Антарктиды на области, “нормально” покрытые льдом, и области, покрытые “ледяными потоками”. Первые, типичные для восточной части Антарктиды характеризуются медленным движением со скоростью в пределах десятков метров в год, имеют параболическое сечение и поднимаются до 4 000 м над уровнем моря с полушириной около тысячи километров. “Потоки льда” представляют собой линейные зоны, движущиеся со скоростью сотен метров в год. Это обусловлено скольжением льда по коренной породе, на которой вследствие давления температура льда достигает точки плавления.

Ледяные поля в западной части Антарктиды представляет собой сложное сочетание подобных ледяных потоков, которые направляют движение льда и формируют “нормальные” купола и хребты. Антарктический лед необычен тем, что он большей частью лежит на земной поверхности, расположенной ниже уровня моря, и ограничивается динамически чувствительными плавающими ледяными глыбами. Некоторые гляциологи считают, что подобные условия делают ледяное поле западной части Антарктиды сильно зависимым от изменений климата и уровня моря.

## ЛИТЕРАТУРА

Артемов В. А., Буренков В. И., Возняк С. и др. Подспутниковые измерения цвета океана: натурный эксперимент в Черном и Эгейском морях // *Океанология*. 2000. Т. 40, № 2. С. 192–198.

Богородский В. В., Кондратьев К. Я., Микроволновая дистанционная индикация загрязнения поверхности моря нефтепродуктами // *Труды ГГО*. 1976. Вып. 371. С. 22–36.

Богородский В. В., Кропоткин М. А. Методика и техника обнаружения нефтяных загрязнений вод. М.: Гидрометеиздат, 1975. С. 3–15.

Буренков В. И., Ведерников В. И., Ершова С. В. и др. Использование данных спутникового сканера цвета океана SefWiFS для оценки биооптических характеристик вод Баренцева моря // *Океанология*. 2001. Т. 41, № 4. С. 485–492.

Буренков В. И., Ершова С. В., Копелевич О. В. и др. Оценка пространственного распределения взвеси в водах Баренцева моря по данным спутникового сканера цвета океана SefWiFS // *Океанология*. 2001. Т. 41, № 4. С. 653–659.

Буренков В. И., Копелевич О. В., Шеберстов С. В. и др. Подспутниковые измерения цвета океана: верификация спутниковых данных сканера цвета SefWiFS // *Океанология*. 2000. Т. 40, № 3. С. 357–362.

Вопросы методики метеорологических наблюдений и наблюдения в Антарктиде / Под ред. З. И. Пивоваровой. Л.: ГИМИЗ, 1959. 107 с.

Вопросы радиолокационной метеорологии: Сборник статей / Под ред. Н. С. Шишкина. Л.: ГИМИЗ, 1969. 56 с.

Герман М. А. Спутниковая метеорология. Л.: ГИМИЗ, 1975. 367 с.

Довиак Р., Зрнич Д. Доплеровские радиолокаторы и метеорологические наблюдения. Л.: ГИМИЗ, 1988. 511 с.

Дроботенко Д. Н., Куделя А. М. Мониторинг аммиака в нижних слоях атмосферы Земли с помощью радиометрического комплекса // *Известия вузов. Радиоэлектроника*. 1999. № 5. С. 49–52.

Интернет ресурсы:

Лидарные методы обнаружения нефтяных загрязнений. [Ecolint.kitv.ua/](http://Ecolint.kitv.ua/)

Радиометрический метод дистанционного зондирования параметров разлива нефти на воде. [Microwave.nirfi.sci-nnov.ru](http://Microwave.nirfi.sci-nnov.ru).

[http://seawifs.gsfc.nasa.gov/SEAWIFS/LIVING\\_OCEAN/LIVING\\_OCEAN.html](http://seawifs.gsfc.nasa.gov/SEAWIFS/LIVING_OCEAN/LIVING_OCEAN.html).

[http://daac.gsfc.nasa.gov/CAMPAIGN\\_DOCS/OC DST/ocean\\_color\\_from\\_spase.html](http://daac.gsfc.nasa.gov/CAMPAIGN_DOCS/OC DST/ocean_color_from_spase.html).

Исследование природной среды с пилотируемых орбитальных станций. Л.: ГИМИЗ, 1972. 399 с.

Кондратьев К. Я., Рабинович Ю. И., Мелентьев В. В. и др. Дистанционное определение запасов продуктивной влаги в почве // *Метеорология и гидрология*. 1977. № 6. С. 78–89.

Кондратьев К. Я., Рабинович Ю. И., Шульгина Е. М. Возможности микроволновой дистанционной индикации для изучения водных ресурсов и их загрязнения // *Труды ГГИ*. 1981. Вып. 285. С. 5–11.

Кондратьев К. Я., Рабинович Ю. И., Шульгина Е. М. Определение влажности и запасов продуктивной влаги в почве по микроволновому излучению // *Труды ГГО*. 1976. Вып. 371. С. 3–11.

Кравцова В. И., Лурье И. К., Илюхина Ю. А. Динамика дельты р. Сулак в условиях подъема уровня Каспия по аэрокосмическим данным // *Вестник МГУ. Сер. 5, географ.* 2000. № 5. С. 53–59.

Кринов Е. Л. Спектральная отражательная способность природных образований. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1947. 271 с.

Кудашев Е. Б., Арманд Н. А., Кравцов Ю. А. и др. Интегрирование информационных ресурсов исследований Земли из космоса // *Труды Всероссийской конференции ТЕЛЕМАТИКА 99, Санкт-Петербург, 7–10 июня 1999 г.* С. 98–99.

Курская А. А., Федорова Л. В. Тепловое излучение льда в сантиметровом и дециметровом диапазоне // *Труды ГГО*. 1968. Вып. 222. С. 54–61.

Матвеев Л. Т. Физика атмосферы. СПб: ГИМИЗ, 2000. 778 с.

Методы и средства борьбы с нефтяными загрязнениями вод Мирового океана / Под ред. М. П. Нестеровой. Л.: ГИМИЗ, 1989. 20 с.

Митник Л. М. Дистанционное зондирование нефтяных загрязнений акваторий. Обнинск: ИЦ ГУГМС, 1977. 128 с.

Многозональная аэрокосмическая съемка и ее использование при изучении природных ресурсов / Под ред. Ю. Ф. Книжникова. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1976. 146 с.

Природные опасности России / Под ред. Г. С. Голицына и А. А. Васильева. М.: Крук, 2001. Т. 5. С. 149–153, 259.

Рабинович Ю. И., Мелентьев В. В. Влияние температуры и солености на излучение гладкой водной поверхности в сантиметровом диапазоне // *Труды ГГО*, 1970. Вып. 235. С. 78–123.

Радиометеорология. Л.: ГИМИЗ, 1971. 362 с.

Райдер В. Ю., Шарков Е. А., Эткин В. С. О тепловом радионизлучении загрязненной морской поверхности // Препринт № 237. М.: ИКИ АН СССР, 1975. 19 с.

Семенченко Б. А. Физическая метеорология. М.: Аспект-Пресс, 2002. 415 с.

Семенченко Б. А., Белов П. Н. Метеорологические аспекты охраны природной среды. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1984. 96 с.

Сена Л. А. Единицы физических величин и их размерности. М.: Наука, 1977. 335 с.

Серпинас Б. Б. Основы спутникового позиционирования. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1998. 83 с.

Справочник по радиолокации. М.: Сов. Радио, 1976. Т. 1. 456 с.

Шишкин Н. С. Облака, осадки и грозовое электричество. Л.: ГИМИЗ, 1954. 280 с.

Fujiwara V. Raindrop-size distribution from individual storms // J. Atmos. Sci., 1965. 5. 585–591.

Grady Rodney L., Verlinde Johannes. Triple-Doppler analysis of a discretely propagating, long-lived, high plaining squall line // J. Atmos. Sci. 1997. 23. 2729–2748.

Joss V. J., Waldvogel F. Raindrop size distribution and sampling size errors // J. Atmos. Sci., 1969. 3. 566–569.

Marshall J. S., Palmer W. M. The distribution of raindrops with size // J. Atmos. Sci., 1948. 5. 165–166.

Matejka T. J., Houze R. A., Hobbs P. V. Microphysics and dynamics of clouds associated with mesoscale rainbands in extratropical cyclones // Quart. J. Roy. Met. Soc. 1980. 106. 29–55.

Mendonça R. Three lidars team up to probe the atmosphere // Photonics Spektra. 1996. 12. 40–41.

Ohsaki Juli, Masuda Joshihisa. Software-based cancellations of clutter in the Doppler spectrum measured by a wind profiler // J. Meteorol. Loc. Jap. 1996. 6. 941–945.

Stout G. E., Mueller E. A. Survey of relationships between rainfall rate and radar reflectivity in the measurement of precipitation // J. Appl. Meteor. 1968. 7. 465–474.

Werdell P. J. et al. Unique Data Repository Facilitates Ocean Color Satellite Validation Eos. 2003. Vol. 84. No 38. 377–387.

## Содержание

ВВЕДЕНИЕ.....	3
Глава 1. Формирование полей радиации. Излучение, поглощение и рассеяние электромагнитных волн .....	12
Глава 2. Дистанционные измерения в видимом и ультрафиолетовом участках спектра .....	18
Глава 3. Измерения в инфракрасном участке спектра .....	29
Глава 4. Измерения в микроволновом диапазоне средствами пассивной локации .....	41
Глава 5. Измерения в микроволновом диапазоне средствами активной локации .....	59
Глава 6. Доплеровские системы наблюдений .....	78
Глава 7. Поляризационные измерения .....	86
Глава 8. Акустические методы .....	92
Глава 9. Дистанционное обнаружение гроз .....	101
Глава 10. Определение скорости ветра по смещению в атмосфере оптических неоднородностей .....	109
Глава 11. Дистанционные методы измерений и решение актуальных проблем .....	111
ЛИТЕРАТУРА .....	126