

Министерство высшего и среднего специального образования РСФСР

ЛЕНИНГРАДСКИЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

В. Л. ГАЛАХОВ

ДИСТАНЦИОННЫЕ МЕТОДЫ ЗОНДИРОВАНИЯ ОКЕАНА

Учебное пособие

Допущено Министерством высшего и среднего специального образования СССР
в качестве учебного пособия для студентов вузов, обучающихся
по специальности «Океанология»

ЛЕНИНГРАДСКИЙ ОРДЕНА ЛЕНИНА
ПОЛИТЕХНИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
имени М. И. КАЛИНИНА

ЛЕНИНГРАД
1980

Одобрено Ученым советом Ленинградского гидрометеорологического института

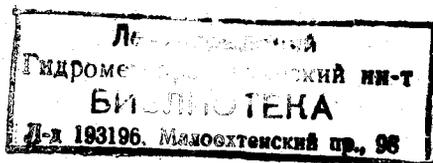
В учебном пособии излагаются физическая сущность различных методов дистанционного зондирования океана, принципы действия и устройства дистанционной обзорно-измерительной аппаратуры, способы ее применения, методы первичной обработки информации, полученной с помощью дистанционной аппаратуры, в целях получения значений океанологических параметров.

Основное внимание уделяется аэрофотосъемке, инфракрасной, микроволновой съемкам поверхности океана и радиолокации океанологических объектов.

Учебное пособие составлено в соответствии с программой курса «Дистанционные методы зондирования океана» и предназначено для студентов гидрометеорологических вузов.

Отв. редактор д-р техн. наук *Б. Н. Беляев*.

Рецензенты:
кафедра гидрологии суши ЛВИМУ имени адмирала С. О. Макарова,
проф. М. И. Безуглый (Ленинградский государственный университет имени А. А. Жданова).



ВВЕДЕНИЕ

[^{Всего} За последние годы все более широко и с возрастающей интенсивностью стали применяться новые методы определения океанологических параметров, получившие название дистанционных или неконтактных методов зондирования океана.

Главной отличительной чертой этих методов является возможность получения количественных значений параметров, характеризующих физическое состояние океана, без непосредственного контакта измерительной аппаратуры с измеряемой средой. Как известно, традиционная измерительная океанологическая аппаратура обязательно предполагает помещение чувствительных элементов первичных преобразователей (датчиков) в ту среду, характеристики которой предполагают определить (измерить).

Возможность определения океанологических параметров без установления непосредственного контакта измерителей с измеряемыми объектами предоставляет целый ряд преимуществ в изучении океанологической обстановки по сравнению с использованием контактной аппаратуры.]

Главными из них являются следующие:

во-первых, в отличие от контактных приборов, позволяющих производить измерения в какой-либо точке или в ограниченном числе точек на акватории океана, т. е. с большой пространственной дискретностью, дистанционные методы зондирования дают возможность получать непрерывные пространственные данные;

во-вторых, неконтактные методы могут с успехом использоваться в тех случаях, когда по ряду причин (главным образом связанных с невозможностью доставить прибор и произвести измерение в каком-либо районе океана из-за тяжелых погодных и ледовых условий) контактные приборы применены быть не могут. Этим обстоятельством, в частности, объясняется очень малое количество имеющихся данных о параметрах волнения моря для наиболее интересных штормовых условий, а освещение ледовой обстановки контактными способами вообще является невозможным;

в-третьих, дистанционные методы зондирования океана позволяют получить данные о физическом состоянии больших океанских акваторий в короткие сроки со сравнительно малыми экономическими затратами.

(Именно эти качества определяли быстрое и бурное развитие дистанционных методов зондирования океана за последние годы.

Замкнули

Вместе с тем рассматриваемым методам присущи и определенные недостатки, которые не позволяют отказаться от использования контактных измерений и полностью перейти к дистанционным методам.

К ним относятся следующие:

— во-первых, невозможность в настоящее время измерить ряд важных океанологических параметров, таких, например, как температура и соленость на глубинах, ряд гидрохимических, гидрооптических характеристик. Анализ современной тенденции развития дистанционных методов зондирования океана показывает, что число «неизмеряемых» параметров уменьшается, однако, по-видимому, достичь «полной» информативности рассматриваемых методов не удастся достаточно длительное еще время;

— во-вторых, значительные погрешности измерений, превосходящие величины ошибок, получаемые при использовании контактной аппаратуры. Очевидно, что в течение достаточно продолжительного времени и контактные и неконтактные методы измерения океанологических параметров будут иметь право на самостоятельное существование и дополнять друг друга.

методически
(Дистанционные, неконтактные методы зондирования океана при всем их разнообразии имеют в своей основе единый принцип, который состоит в том, что все океанологические объекты особым, специфически присущим каждому образом излучают или отражают (рассеивают) электромагнитные волны. Регистрируя эту излученную или отраженную энергию и подвергая обработке результаты записей, можно получить информацию о геометрической структуре и физических свойствах излучающих или отражающих объектов. Таким образом, дистанционные методы зондирования океана являются по своему существу косвенными и представляют собой решение «обратных» задач. Под последними понимается определение свойств объектов по характеру их излучения, в то время как «прямые» задачи решают вопрос об определении свойств излучения при известных состояниях излучающих объектов.)

Аппаратура, предназначенная для регистрации электромагнитной энергии, излученной или отраженной океанологическими объектами, будет, следовательно, являться дистанционной зондирующей океанологической аппаратурой.

методически
(Такая аппаратура может размещаться на судах, летательных аппаратах, искусственных спутниках Земли, исследовательских подводных лодках, подводных аппаратах и, наконец, на берегу и на дне океана. Следует заметить, что для реализации важнейших положительных качеств дистанционных методов зондирования океана, дистанционную аппаратуру наиболее выгодно размещать на движущихся носителях. Поэтому в дальнейшем мы будем рассматривать преимущественно такие конкретные методы дистанционного зондирования, которые применяются с судов и летательных аппаратов. Космическим методам исследований океана, в ко-

торых одно из основных мест занимает применение дистанционной океанологической аппаратуры, размещенной на искусственных спутниках Земли, посвящен специальный курс.

Дистанционные методы зондирования океана успешно применяются для определения температуры поверхности воды, характеристики ледовой обстановки, морского волнения, течений, некоторых гидрооптических параметров, загрязнений поверхности океана. Некоторые из них (как, например, аэрофотосъемка, ИК-радиометры, радиолокационные станции бокового обзора) уже получили широкое применение в повседневной практике гидрометеорологического обеспечения, многие методы и аппаратура дистанционного зондирования находятся на той или иной стадии разработки. В учебном пособии рассматриваются наиболее перспективные.

Поскольку спектр электромагнитных волн, излучаемых океанологическими объектами, весьма широк и, как правило, не может быть воспринят одним прибором, принято разделять дистанционные методы в соответствии с используемым диапазоном на оптические, использующие видимый участок спектра в пределах длин волн 0,4—0,75 мкм; инфракрасные (ИК), использующие инфракрасную часть спектра от 0,75 мкм до 1 мм; радиофизические, использующие сверхвысокочастотный (СВЧ) диапазон от 1 мм до 1 м.

В зависимости от принципа действия дистанционной аппаратуры методы подразделяются на пассивные и активные.

Пассивные методы используют для измерений естественных излучений океанологических объектов (собственное излучение океана, отраженный солнечный свет и т. п.). Типичными представителями пассивных методов являются фотосъемка, микроволновая съемка, ИК-съемка. В активных методах зондирования регистрируется отраженное океанологическими объектами искусственное излучение, которое создается излучающими устройствами самой активной дистанционной аппаратуры. К активным методам принадлежит, в частности, радиолокация.

методы - ил

Глава 1. НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ИЗЛУЧЕНИЯ И РАСПРОСТРАНЕНИЯ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ВОЛН ОПТИЧЕСКОГО, ИНФРАКРАСНОГО И СВЧ ДИАПАЗОНОВ

Поскольку дистанционные методы зондирования океана базируются на регистрации излучений океанологических объектов, необходимо кратко рассмотреть для понимания и усвоения конкретных методов основные закономерности излучения, отражения, рассеяния и поглощения электромагнитной энергии; существо основных величин, характеризующих распределение электромагнитной энергии на поверхности и в пространстве, и, наконец, применяемые единицы измерения этих величин.

Всякое тело с температурой, отличной от абсолютного нуля, создает электромагнитное излучение. Кроме того, электромагнитное излучение может быть вызвано искусственно. Всякое излучение сопровождается переносом энергии от источника, его испускающего.

Энергия, излученная в единицу времени, является мерой интенсивности излучения. Интенсивность излучения, следовательно, является величиной той же размерности, какую в механике обозначают термином мощность; она выражается в ваттах.

Энергия излучения распространяется в виде электромагнитных волн разной длины λ , которым соответствуют электромагнитные колебания различных частот f .

В оптике (видимой и инфракрасной) мощность, переносимая излучением, называется лучистым потоком и обозначается Φ (или P). Практически всякое излучение электромагнитной энергии происходит в определенном диапазоне длин волн λ . Зависимость интенсивности излучения от длины волны вида $\Phi = f(\lambda)$ называется электромагнитным спектром, а величина

$$\varphi_{\lambda} = \frac{d\Phi}{d\lambda}$$

спектральной интенсивностью (плотностью) излучения. Величина φ_{λ} измеряется в Вт/мкм, Вт/Гц, кал/мин·мкм.

Простейшее излучение, характеризуемое узким интервалом длин волн ($\Delta\lambda \rightarrow 0$), называется монохроматическим излучением. На практике монохроматического излучения в строгом смысле этого понятия получить нельзя. Однако в радиотехнике и кванто-

вой электронике часто допускается, что излучение радиоволн является монохроматическим (с известным, конечно, приближением).

Монохроматическое излучение характеризуется определенной частотой излучения f , связанной с длиной волны соотношением

$$f = \frac{v}{\lambda}, \quad (1.1)$$

где v — скорость распространения монохроматического излучения, которая во всех средах, кроме вакуума, неодинакова для излучений различных частот (явление дисперсии).

Скорость распространения v в разных средах отличается от скорости распространения излучения c в вакууме. Отношение

$$n = \frac{c}{v} \quad (1.2)$$

называется коэффициентом (показателем) преломления среды. Таким образом, в вакууме длина волны λ_0 будет зависеть только от частоты монохроматического излучения, т. е.

$$\lambda_0 = \frac{c}{f}. \quad (1.3)$$

В любой другой среде длина волны λ зависит также и от коэффициента преломления n :

$$\lambda = \frac{v}{f} = \frac{\frac{c}{n}}{f} = \frac{\lambda_0}{n}. \quad (1.4)$$

Из выражения

$$\varphi_\lambda = \frac{d\Phi}{d\lambda},$$

непосредственно вытекает, что интенсивность (мощность), переносимая излучением в пределах интервала длин волн $\lambda_2 - \lambda_1$, может быть определена из соотношения

$$\Phi = \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \varphi_\lambda d\lambda. \quad (1.5)$$

Энергия излучения выразится произведением интенсивности излучения на время его действия, т. е.

$$L = \int_0^t \Phi(t) dt. \quad (1.6)$$

Для характеристики поверхностного и пространственного распределения интенсивности излучения (лучистого потока) необходимо введение нескольких следующих понятий.

Плотность излучения (энергетическая светность, светимость). Для характеристики самосветящихся излучателей (первичных источников), а также несамосветящихся поверхностей, излучающих благодаря проходящему через них или отраженному ими излучению (вторичные источники), вводится понятие поверхностной плотности интенсивности излучения, определяемой как

$$M = \frac{d\Phi}{dS_1}, \quad (1.7)$$

где $d\Phi$ — полный лучистый поток (интенсивность излучения), испускаемый элементом поверхности с площадью dS_1 . Единицей плотности излучения является 1 Вт/м.

Облученность (энергетическая освещенность). Отношение интенсивности излучения $d\Phi$, падающего на элемент поверхности dS_2 с любого направления, определяет облученность или энергетическую освещенность:

$$E = \frac{\partial\Phi}{\partial S_2}. \quad (1.8)$$

В случае идеально рассеивающей поверхности, полностью отражающей все падающее на нее излучение, освещенность равна плотности излучения (светимости).

Единицей облученности является 1 Вт/м².

Сила излучения (энергетическая сила света). Излучение, распространяясь в пространстве по разным направлениям, может иметь различную пространственную плотность. Характеристикой пространственной плотности интенсивности излучения источника в данном направлении является сила излучения (энергетическая сила света) I . При этом предполагается, что источник излучения точечный, т. е. имеет малые размеры по сравнению с теми расстояниями, на которых рассматривается его действие.

Величина I определяется отношением интенсивности излучения $d\Phi$ к телесному углу $d\Omega$, в пределах которого оно распространяется, т. е.

$$I = \frac{d\Phi}{d\Omega}. \quad (1.9)$$

Сила излучения относится к определенному направлению в пространстве, совпадающему с осью бесконечно малого телесного угла $d\Omega$, в вершине которого расположен источник излучения.

Телесный угол $d\Omega$ измеряется отношением площади dS_2 , которую он вырезает на поверхности сферы, описанной из его вершины, к квадрату радиуса r этой сферы:

$$d\Omega = \frac{dS_2}{r^2}. \quad (1.10)$$

Если нормаль к элементу поверхности dS_2 образует угол i с осью угла $d\Omega$, тогда имеем

$$d\Omega = \frac{dS_2}{r^2} \cos i. \quad (1.11)$$

За единицу телесного угла принимается стерадиан (ср).

Единицей силы излучения является 1 Вт/ср.

Плотность потока электромагнитной энергии (вектор Умова—Пойнтинга). Вектор Умова—Пойнтинга Π показывает, какое количество электромагнитной энергии протекает за 1 с сквозь площадку в 1 м^2 , взятую перпендикулярно направлению излучения.

Вектор Умова—Пойнтинга употребляется преимущественно при решении вопросов распространения радиоволн. Легко видеть, что модуль вектора Умова—Пойнтинга является аналогом облученности (энергетической освещенности) и выражается в тех же единицах.

Лучистость (энергетическая яркость). Если источник излучения не точечный, а представляет собой поверхность с площадью dS_1 , то характеристикой пространственной плотности интенсивности излучения такого источника в данном направлении будет энергетическая яркость, которая определяется выражением

$$B = \frac{d^2\Phi}{dS_1 d\Omega}. \quad (1.12)$$

Полученное выражение справедливо для случая, когда нормаль к поверхности dS_1 совпадает с осью угла $d\Omega$. Если угол между нормалью к поверхности dS_1 и осью угла $d\Omega$ составляет i , то (1.12) преобразуется в

$$B_i = \frac{d^2\Phi}{dS_1 d\Omega \cos i}. \quad (1.13)$$

Энергетическая яркость является весьма важной характеристикой при рассмотрении вопросов распределения излучения. Именно яркость непосредственно воспринимается человеческим глазом и чувствительными элементами приемников дистанционной океано-

логической аппаратуры. Из сравнения формул (1.9) и (1.13) легко видеть, что

$$B_i = \frac{dI}{dS_1 \cos i}. \quad (1.14)$$

Единицей энергетической яркости является $1 \text{ Вт/м}^2 \cdot \text{ср.}$ *Энергетическое количество освещения (количество облучения, экспозиция)*. Реакция некоторых приемников лучистой энергии пропорциональна времени воздействия на них излучения. К ним, в частности, относятся фотографические материалы. Поэтому при оценке действия излучения на такие приемники приходится пользоваться величиной, называемой количеством освещения (облучения):

$$H = \int_0^t E(t) dt. \quad (1.15)$$

Единицей количества облучения является $\frac{1 \text{ Вт} \cdot \text{с}}{\text{м}^2} = \frac{1 \text{ Дж}}{\text{м}^2}$.

Приведенные выше определения справедливы как для полной интенсивности излучения, так и для интенсивности, определенной областью спектра или длиной волны. В последних случаях к названию величины добавляется слово «спектральная».

Выше мы рассмотрели величины, характеризующие распределение энергии излучения, и использовали при этом энергетические единицы измерения. В оптике для характеристики визуального действия лучистого потока вместо энергетических величин и соответствующих единиц вводят фотометрические (световые) величины и единицы.

Вместо лучистого потока Φ вводится понятие светового потока F . Прежде чем перейти к определению существа и количественной характеристики светового потока, необходимо рассмотреть вопрос о том, как различные приемники излучения реагируют на лучистые потоки различных длин волн. Реакция приемников излучения при воздействии на них лучистого потока в общем случае будет зависеть не только от величины последнего, но и от длины волны излучения. Если обозначить величину этой реакции через dX_λ , то

$$dX_\lambda = \psi_\lambda d\Phi_\lambda, \quad (1.16)$$

где $d\Phi_\lambda$ — монохроматический лучистый поток, воздействующий на приемник; ψ_λ — коэффициент, характеризующий спектральную чувствительность приемника.

Величина dX_λ в зависимости от физической природы приемника выражает собой тот или иной физический или химический эффект. Так, если, например, приемником будет глаз человека, то величина dX_λ будет характеризовать световой поток dF_λ , вызываю-

щий зрительное ощущение в глазу; если приемником излучения является фотоэлемент, то величина dX_λ будет характеризовать фототок (di_Φ).

Если спектральная чувствительность ψ_λ сильно изменяется в зависимости от длины волны, то такие приемники называются селективными. Если величина ψ_λ практически постоянна для всех длин волн λ , то такой приемник будет неселективным (термоэлемент, болометр).

Спектральная чувствительность человеческого глаза называется коэффициентом видности и обозначается V_λ . Тогда выражение (1.16) переписывается в виде

$$dF_\lambda = V_\lambda d\Phi_\lambda. \quad (1.17)$$

Коэффициент видности равен нулю при $\lambda < 0,38$ мкм, достигает максимальной величины при $\lambda = 0,555$ мкм (желто-зеленый цвет) и снова спадает к нулю при $\lambda > 0,77$ мкм.

Теперь можно дать определение светового потока. Световым потоком называется лучистый поток, приведенный посредством введения коэффициента видности к световому ощущению, которое он производит на человеческий глаз. Из (1.17) и (1.5) легко видеть, что

$$F = \int_{\lambda=0,38 \text{ мкм}}^{\lambda=0,77 \text{ мкм}} V_\lambda \Phi_\lambda d\lambda. \quad (1.18)$$

Определения фотометрических (световых) величин, характеризующих поверхностное и пространственное распределение светового потока, совершенно аналогичны приведенным выше определениям энергетических величин. Следует только при пользовании ими опускать слово «энергетический» и вместо интенсивности излучения (лучистого потока) Φ использовать световой поток F .

Что касается световых (фотометрических) единиц, то они значительно отличаются от энергетических единиц, поскольку измерять световой поток в энергетических единицах (например, в ваттах) крайне неудобно, так как коэффициент видности является функцией длины волны. Для измерения светового потока принята особая единица — люмен.

Люмен (лм) — это световой поток в пределах телесного угла в один стерадиан от равномерно во всех направлениях излучающего точечного источника силой света в 1 кандела (кд).

Источник силой света I в 1 кд установлен XIII ГКМВ (1967 г.). Как видно, в фотометрических единицах в основу их образования положен не световой поток, как в случае энергетических единиц, а сила света. И основной единицей служит свеча. Единица измерения светового потока является здесь производной. Представление о величине люмена дает так называемый световой эквивалент излучения V_0 , который устанавливает, что при

$\lambda = 0,555$ мкм лучистый поток в 1 Вт соответствует световому потоку в 683 лм. $V_0 = V/0,555$ мкм = 683 лм/Вт.

Единицей светности (плотности светового потока) является люмен на квадратный метр — 1 лм/м².

Единицей яркости является кандела на квадратный метр (кд/м²) — яркость предельно малой, одинаково во всех точках светящейся плоской поверхности, для которой отношение силы света в канделах к ее площади в квадратных метрах равно единице, причем яркость и сила света определяются в направлении, перпендикулярном этой поверхности.

Единицей освещенности является люкс (лк); это — освещенность поверхности, которая получает одинаково распределенный по ней световой поток в 1 лм на 1 м². Единица количества освещения (экспозиции) — люкс — секунда (лк—с):

$$1 \text{ лк—с} = 1 \text{ лк} \cdot 1 \text{ с}.$$

В заключение этого раздела укажем на один важный закон, сильно упрощающий взаимосвязи между приведенными выше величинами. Речь идет о законе Ламберта, применяемом, когда мы имеем дело с идеальным диффузным рассеятелем или с идеальным излучателем. В этом случае яркость источника остается одинаковой по всем направлениям, т. е. $B_i = \text{const} = B$ (см. (1.14)). Тогда выражение (1.14) преобразуется. Обозначив $B dS_1 = dI_0$ — силу света светящегося элемента в нормальном к нему направлении ($i = 0$), получим:

$$dI_i = dI_0 \cos i. \quad (1.19)$$

Если для всех точек светящейся поверхности S_1 справедлив закон Ламберта, то

$$I_i = I_0 \cos i. \quad (1.20)$$

Поверхность, характеризующая распределение силы света по разным направлениям, называется фотометрическим телом силы света.

Если поверхность излучает по закону Ламберта, то фотометрическое тело, как видно из (1.20), представит собою сферу, касательную к поверхности.

Интенсивность излучения, испускаемого поверхностью, излучающей по закону Ламберта, будет выражаться следующим соотношением:

$$d\Phi = \pi B dS_1. \quad (1.21)$$

Выражение (1.21) может быть получено из (1.13).

Светность такой поверхности будет

$$M = \frac{d\Phi}{dS_1} = \pi B. \quad (1.22)$$

Поскольку мы рассматриваем идеальный рассеиватель, у которого коэффициент рассеянного отражения $\rho = 1$, то при создании на его поверхности освещенности E светность этого рассеивателя

$$M = E \quad (1.23)$$

и в силу равенства (1.22)

$$B = \frac{E}{\pi} \quad (1.24)$$

Таким образом, если поверхность излучает или рассеивает излучение по закону Ламберта, то можно легко по значениям одних величин, характеризующих поверхностное и пространственное распределение интенсивности излучения, найти другие величины. Следует заметить, что в реальных условиях только абсолютно черное тело (АЧТ) излучает строго по закону Ламберта. Характер излучения и рассеяния остальных реальных поверхностей не подчиняется закону Ламберта, хотя во многих случаях приближается к нему.

Дадим также необходимые для понимания дальнейшего изложения общие определения таких понятий, как коэффициенты отражения ρ , пропускания T^* и поглощения α излучения, характеризующих взаимодействие тел с излучением.

Эти коэффициенты выражают долю отражаемой Φ_ρ , пропускаемой Φ_{T^*} и поглощаемой Φ_α каким-либо телом интенсивности излучения Φ_0 . Таким образом, коэффициент отражения

$$\rho \equiv \frac{\Phi_\rho}{\Phi_0}; \quad (1.25)$$

коэффициент пропускания

$$T^* = \frac{\Phi_{T^*}}{\Phi_0}; \quad (1.26)$$

коэффициент поглощения

$$\alpha \equiv \frac{\Phi_\alpha}{\Phi_0}. \quad (1.27)$$

Поскольку $\Phi_\rho + \Phi_{T^*} + \Phi_\alpha = \Phi_0$, то

$$\rho + T^* + \alpha = 1. \quad (1.28)$$

Естественно, что коэффициенты ρ , T^* , α справедливы для полной интенсивности излучения (интегральные коэффициенты) и для интенсивности, ограниченной определенной областью спектра или длиной волны (спектральные коэффициенты).

При одной и той же температуре излучения разных тел могут различаться по спектральному составу по степени поляризации, по

распределению в пространстве и по поверхности излучающего тела, а также по интегральной плотности излучения.

Излучательные свойства тел определяются их поглощательными свойствами: чем больше тело поглощает лучистую энергию, тем больше оно и излучает ее.

Закон Кирхгофа устанавливает, что отношение излучательной и поглощательной способности при данной температуре T для всех тел есть величина постоянная.

Излучательная способность характеризуется спектральной яркостью

$$b_{\lambda, T} = \frac{dB_T}{d\lambda}, \quad (1.29)$$

а поглощательная способность — спектральным коэффициентом поглощения $\alpha_{\lambda, T}$.

Тогда закон Кирхгофа может быть выражен равенством

$$\left(\frac{b_{\lambda, T}}{\alpha_{\lambda, T}} \right)_1 = \left(\frac{b_{\lambda, T}}{\alpha_{\lambda, T}} \right)_2 = \dots = \text{const}, \quad (1.30)$$

где значки 1, 2, ... относятся к разным телам.

Для абсолютно черного тела (АЧТ) $\alpha_{\lambda, T} = 1$. Тогда

$$\frac{b_{\lambda, T}}{\alpha_{\lambda, T}} = \frac{b_{\lambda, T}^{\text{АЧТ}}}{\alpha_{\lambda, T}^{\text{АЧТ}}} = b_{\lambda, T}^{\text{АЧТ}}. \quad (1.31)$$

Следовательно, постоянная в законе Кирхгофа есть не что иное, как излучательная способность абсолютно черного тела.

Закон излучения абсолютно черного тела определяется формулой Планка

$$b_{\lambda, T}^{\text{АЧТ}} = \frac{2hc^2}{\lambda^5} \left(e^{\frac{hc}{k\lambda T}} - 1 \right)^{-1}, \quad (1.32)$$

где h — Постоянная Планка ($h = 6,22 \cdot 10^{-34}$ Дж·с); k — постоянная Больцмана ($k = 1,38 \cdot 10^{-16}$ эрг/град).

Поскольку излучение АЧТ подчиняется закону Ламберта, то

$$m_{\lambda, T}^{\text{АЧТ}} = \pi \cdot b_{\lambda, T}^{\text{АЧТ}}, \text{ где } m_{\lambda, T} = \frac{dM_T}{d\lambda} \text{ и}$$

формула Планка может быть написана в следующем виде:

$$m_{\lambda, T}^{\text{АЧТ}} = \frac{2\pi hc^2}{\lambda^5} \left(e^{\frac{hc}{k\lambda T}} - 1 \right)^{-1}. \quad (1.33)$$

Если вместо длины волны λ использовать частоту колебаний f , то формула Планка запишется в виде

$$m_{f, T}^{\text{АЧТ}} = \frac{2\pi hf^3}{c^2} \left(e^{\frac{hf}{kT}} - 1 \right)^{-1}. \quad (1.34)$$

Если рассматривается излучение в СВЧ диапазоне, когда частота излучения f сравнительно мала, а длина волны λ велика, то показатель степени при e также принимает малое значение и тогда приближенно

$$e^{\frac{hf}{kT}} - 1 \approx 1 + \frac{hf}{kT} - 1 = \frac{hf}{kT}.$$

В этом случае после преобразований формула (1.34) упрощается и для расчета излучения АЧТ применяют не формулу Планка, а приближение Релея—Джинса:

$$m_{\lambda, T}^{\text{АЧТ}} = \frac{2\pi}{\lambda^2} kT. \quad (1.35)$$

Из формулы Планка вытекают два общих закона излучения АЧТ: закон Стефана—Больцмана, определяющий интегральную плотность излучения (энергетическую светность) АЧТ при данной температуре T :

$$M_T = \int_0^{\infty} m_{\lambda, T}^{\text{АЧТ}} d\lambda = \sigma T^4, \quad (1.36)$$

где $\sigma = 5,672 \cdot 10^{-8} \frac{\text{Вт}}{\text{м}^2 \cdot \text{град}^4}$;

закон смещения Вина, определяющий длину волны λ_{max} , на которую приходится максимум излучения при данной температуре:

$$T\lambda_{\text{max}} = \text{const} = 2,896 \cdot 10^{-3} \text{ м} \cdot \text{град}. \quad (1.37)$$

Если электромагнитные волны распространяются одновременно по нескольким путям, а затем в некоторой точке они складываются, то результат сложения этих волн может быть различен в зависимости от их фазовых соотношений.

Монохроматические волны, у которых разности фаз постоянны или изменяются достаточно медленно, называются когерентными. Монохроматические волны, для которых вышеуказанное условие не соблюдается, называются некогерентными. Свет, излученный каким-либо источником (кроме лазеров), является некогерентным.

При сложении некогерентных волн интенсивность суммы этих волн равна сумме интенсивностей складываемых волн, т. е.

$$\Phi_{\Sigma} = \sum_{j=1}^n \Phi_j. \quad (1.38)$$

При сложении когерентных электромагнитных волн складываются их напряженности электрического поля, в результате чего происходит пространственное перераспределение интенсивностей. Поэтому общая интенсивность в данной точке пространства не равна сумме интенсивностей складываемых волн.

Сложение когерентных волн называется интерференцией. В результате интерференции получаются стоячие волны с наличием максимальных и минимальных значений амплитуды результирующей волны (пучностей и узлов стоячих волн). Положения максимумов и минимумов определяются разностью фаз $\Delta\varphi$ интерферирующих волн в данной точке пространства, которая связана с длиной волны λ и разностью хода лучей $\Delta r = r_2 - r_1$ соотношением

$$\Delta\varphi = \frac{2\pi}{\lambda} (r_2 - r_1), \quad (1.39)$$

где r_2 и r_1 — расстояния от данной точки до источников интерферирующих волн.

Пучности стоячих волн образуются в точках, где $\Delta r = 2n \frac{\lambda}{2}$ ($n = 0, 1, 2, 3 \dots$), а узлы — в точках, где $\Delta r = (2n + 1) \frac{\lambda}{2}$.

Следует заметить, что места максимумов и минимумов результирующего поля зависят также от длины волны. Поэтому, если мы имеем монохроматическое излучение, в котором присутствуют волны с разными длинами, то положение узлов и пучностей стоячих волн разных цветов будет различным при одинаковой разности хода $r_2 - r_1$. Это явление широко используется для получения спектров в дифракционных решетках и изготовления интерференционных светофильтров.

Как известно, электромагнитные волны являются поперечными волнами. Векторы напряженности электрического поля E , магнитного поля H и направление распространения электромагнитной волны (совпадающее с направлением вектора Умова—Пойнтинга) взаимно перпендикулярны.

Плоскость, проходящая через направление распространения волны и вектор электрического поля, называется плоскостью поляризации волны.

В том случае, когда в процессе распространения волны плоскость поляризации всегда занимает определенное неизменное по-

ложение, мы имеем дело с линейно поляризованными волнами. Различают вертикально и горизонтально линейно поляризованные волны в зависимости от того, в вертикальной или горизонтальной плоскости происходят колебания вектора E . Электромагнитные волны, у которых электрическое и магнитные поля имеют по две составляющих (вертикальную и горизонтальную), сдвинутых по фазе, характерны тем, что их векторы E и H вращаются с частотой ω в плоскости, перпендикулярной направлению их распространения. Концы этих векторов описывают эллипсы, носящие название поляризационных. Такие волны называют эллиптически поляризованными. При равенстве вертикальных и горизонтальных составляющих векторов E и H эллиптическая поляризация переходит в круговую.

Степенью поляризации излучения называют величину p , определяемую из соотношения

$$p = \frac{|B_{\Gamma} - B_{\text{B}}|}{B_{\Gamma} + B_{\text{B}}}, \quad (1.40)$$

где B_{Γ} и B_{B} — яркости горизонтально и вертикально поляризованных компонент излучения. Следует заметить, что степень поляризации должна быть всегда положительной величиной, поэтому в числителе (1.40) стоит модуль разности $B_{\Gamma} - B_{\text{B}}$. Степень поляризации выражается или в долях единицы, или в процентах.

Естественный солнечный свет не поляризован, т. е. в нем нельзя выделить какую-нибудь плоскость, в которой преимущественно располагался бы вектор E . При рассеянии и отражении поляризация может изменяться. Поэтому, например, рассеянный атмосферой солнечный свет является частично поляризованным.

При падении электромагнитной волны на плоскую границу раздела двух сред, отличающихся между собой электрическими свойствами (различной электрической проницаемостью ϵ) поток электромагнитной энергии разделяется: часть его отражается от границы и уходит снова в первую среду, другая часть испытывает преломление и попадает во вторую среду.

Основными законами отражения и преломления являются следующие:

— угол падения θ равен углу отражения θ' . Отраженный луч лежит в той же плоскости, что и падающий луч;

— Закон Снеллиуса —
$$\frac{\sin \nu}{\sin \phi} = \sqrt{\epsilon} = n,$$

где ϕ — угол преломления, ϵ и n относятся ко второй среде.

В первой среде $\epsilon = n = 1$.

При вертикально поляризованном излучении коэффициент зеркального отражения (Френеля) будет определяться выражением

$$\rho_v = \frac{\sin^2 (\vartheta - \psi)}{\sin^2 (\vartheta + \psi)}. \quad (1.41)$$

В том случае, когда вертикально поляризованная волна переходит из оптически более плотной среды в менее плотную, т. е. при $\varepsilon_1 > \varepsilon_2$, то закон Снеллиуса будет выражаться в следующем виде

$$\frac{\sin \vartheta}{\sin \psi} = \frac{\sqrt{\varepsilon_2}}{\sqrt{\varepsilon_1}} = \frac{n_2}{n_1}. \quad (1.42)$$

При некотором критическом значении угла падения $\vartheta_{кр}$ угол преломления ψ обращается в $\frac{\pi}{2}$. Это произойдет при условии, когда $\sin \vartheta_{кр} = \sqrt{\frac{\varepsilon_2}{\varepsilon_1}}$. Угол $\vartheta_{кр}$ называется углом Брюстера, а само это явление — полным внутренним отражением ($\rho = 1$).

При горизонтально поляризованном излучении коэффициент отражения будет равен

$$\rho_r = \frac{\operatorname{tg}^2 (\vartheta - \psi)}{\operatorname{tg}^2 (\vartheta + \psi)}. \quad (1.43)$$

Если мы имеем естественное, неполяризованное излучение, то

$$\rho = \frac{1}{2} \left[\frac{\sin^2 (\vartheta - \psi)}{\sin^2 (\vartheta + \psi)} + \frac{\operatorname{tg}^2 (\vartheta - \psi)}{\operatorname{tg}^2 (\vartheta + \psi)} \right]. \quad (1.44)$$

При нормальном падении ($\vartheta = 0$) естественного излучения

$$\rho = \frac{(n - 1)^2}{(n + 1)^2}. \quad (1.45)$$

В процессе отражения электромагнитных волн в общем случае происходит изменение фазы волны, поэтому коэффициенты отражения, строго говоря, представляют собою комплексные величины. Выражения (1.41), (1.43) и (1.44) характеризуют только модуль коэффициента отражения.

Если среда, сквозь которую происходит электромагнитное излучение, не является идеальным диэлектриком, то часть попадающего в нее излучения поглощается и переходит в тепло.

Поглощение рассчитывается по закону Бугера—Ламберта:

$$\Phi_{T^*} = \Phi_0 \cdot e^{-\kappa l}, \quad (1.45)$$

где Φ_{T^*} — интенсивность излучения после прохождения лучистым потоком слоя поглощающей среды толщиной l , Φ_0 — интенсивность излучения, падающая на слой, κ — показатель поглощения.

Из сравнения выражений (1.27) и (1.46) можно выяснить связь между коэффициентом и показателем поглощения:

$$\alpha = 1 - \frac{\Phi_{T^*}}{\Phi_0} = 1 - e^{-\kappa l}. \quad (1.47)$$

Показатель поглощения обычно измеряется в обратных метрах (м^{-1}).

Рассеянием электромагнитной энергии называется преобразование распространяющегося в среде потока излучения определенного направления в потоки всевозможных направлений. Различают два характерных случая рассеяния: рассеяние при прохождении направленного потока излучения сквозь среду с рассеивающими частицами и рассеяние излучения при отражении от шероховатой поверхности.

Рассмотрим вначале второй случай. Если отражение направленного лучистого потока происходит от гладкой зеркальной поверхности, то яркость такой поверхности будет равна величине произведения яркости первичного потока на Френелевский коэффициент отражения (см. (1.44)) и вся отраженная энергия будет сосредоточена на направлении, равном углу отражения. Яркость этой поверхности при наблюдении ее с остальных направлений равна нулю.

Когда отражение направленного лучистого потока происходит от плоского идеального диффузного рассеивателя, яркость отраженного излучения будет постоянна во всех направлениях (закон Ламберта). Рассмотренные варианты являются крайними случаями, строго говоря, не имеющими места в реальных условиях. На практике всегда встречаются с отражением от шероховатых поверхностей, причем, высоты неровностей распределены по поверхности случайным образом. Пространственное (угловое) распределение яркостей отраженного излучения или, как говорят, вид индикатрисы рассеяния может быть самым разнообразным. Степень шероховатости поверхности оценивают с помощью критерия Релея:

$$\Phi_p = \frac{4\pi}{\lambda} \sqrt{h^2} \cos \vartheta, \quad (1.48)$$

где λ — длина волны падающего излучения; $\sqrt{h^2}$ — среднеквадратическое значение высоты неровностей; ϑ — угол падения падающего лучистого потока.

Если $\Phi_p \ll 1$ поверхность принято называть слабошероховатой, если $\Phi_p \gg 1$ поверхность является существенно неровной. Для зеркальной поверхности $\Phi_p = 0$, для диффузного рассеивателя $\Phi_p \rightarrow \infty$.

Типичные индикатрисы рассеяния различно шероховатых поверхностей изображены на рис. 1.1. Следует заметить, что часто рассеяние электромагнитных волн трактуется как переизлучение первичного (падающего) поля в соответствии с принципом Гюйгенса—Френеля. Переизлученное шероховатой поверхностью поле состоит из двух компонент — регуляторной и случайной. Регуляторная компонента (которая называется также когерентной составляющей рассеянного поля) подчиняется законам геометрической оптики. Случайная компонента характеризуется самыми различными фазами и поляризациями волн, отраженных от неоднородностей, и направления распространения их в общем случае охватывают всю полусферу. Случайная компонента носит также название некогерентной.

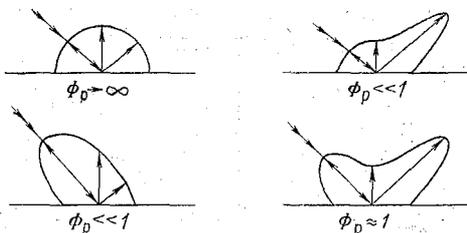


Рис. 1.1. Тип индикатрис рассеяния.

Для регулярной компоненты величина когерентного коэффициента отражения $\rho_{\text{ког}} = \frac{\Phi_{\text{ког}}}{\Phi_0}$ при нормальном (гауссовом) распределении высот неоднородностей определяется выражением

$$\rho_{\text{ког}} = \rho \cdot e^{-\Phi_p^2}, \quad (1.49)$$

где ρ — коэффициент отражения Френеля.

Для описания величины случайной составляющей рассеянного поля вводится понятие коэффициента поверхностного рассеяния k_p , который характеризует отношение яркости рассеянного излучения к яркости первичного (падающего) излучения. k_p в общем случае зависит от параметра Релея, угла падения первичного излучения и направления рассеянного излучения.

Для радиолокации или лазерной локации важно знание величины вторичного излучения (рассеяния) в обратном направлении по отношению к падающему лучу (обратное рассеяние). В каче-

стве количественной характеристики обратного рассеяния используется удельная эффективная отражающая площадь (ЭОП). Иногда эту величину называют также удельной эффективной площадью рассеяния (ЭПР). Удельная ЭОП (ЭПР) — $\sigma_{уд}$ — есть отношение яркости поверхности единичной площади, расположенной перпендикулярно к падающему лучу, к яркости идеального диффузного рассеивателя при одинаковых условиях облучения (т. е. при одинаковой освещенности их).

При прохождении направленного потока излучения сквозь среду с рассеивающими частицами некоторая доля его рассеивается во всех направлениях, т. е. в пределах телесного угла 4π . Величина потерь на рассеяние может быть определена по формуле, аналогичной (1.46):

$$\Phi_0 = \Phi_0 \cdot e^{-\sigma l}, \quad (1.50)$$

где Φ_0 — нерассеянная доля направленного потока Φ_0 , σ — показатель рассеяния, измеряемый в обратных линейных единицах (км^{-1} , м^{-1}).

Показатель рассеяния σ характеризует долю рассеянного излучения во всех направлениях, т. е. в пределах телесного угла 4π . Для определения рассеяния в заданном направлении вводится величина показателя рассеяния в данном направлении $\sigma(\gamma)$, где γ — угол рассеяния. Функция

$$x(\gamma) = 4\pi \frac{\sigma(\gamma)}{\sigma} \quad (1.51)$$

называется нормированной индикатрисой рассеяния, она определяет плотность вероятности рассеяния под углом γ .

Показатель рассеяния $\sigma(\gamma)$ зависит от соотношения размеров рассеивающих частиц и длины волны излучения, а также от комплексного коэффициента преломления рассеивающих частиц. Если дифракционный параметр

$$r_d = \frac{2\pi a}{\lambda}, \quad (1.52)$$

где a — размер частиц, много меньше единицы, то показатель рассеяния $\sigma(\gamma)$ обратно пропорционален четвертой степени длины волны λ^{-4} , а индикатриса рассеяния симметрична, т. е. величины лучистых потоков, рассеянных вперед, по направлению распространения первичного потока, и назад будут одинаковы (релевское рассеяние). Если $r_d \geq 1$, то зависимость $\sigma(\gamma)$ от длины волны излучения будет выражена слабее ($\sigma(\gamma)$ может быть пропорционален уже λ^{-3} , λ^{-2} , λ^{-1} и даже λ^0), а индикатриса рассеяния пред-

ставится в виде кривой, вытянутой вперед, по направлению распространения первичного потока излучения.

Совместное воздействие поглощения и рассеяния излучения приводит к ослаблению направленного лучистого потока. Величина ослабления может быть определена по формуле, аналогичной (1.46) и (1.50),

$$\Phi_{\beta} = \Phi_0 \cdot e^{-\beta l}, \quad (1.53)$$

где β — показатель ослабления, равный сумме показателей поглощения и рассеяния, т. е. $\beta = \kappa + \sigma$.

Из выражений (1.26) и (1.53) видно, что $\Phi_{T^*} = \Phi_{\beta}$. Тогда коэффициент пропускания

$$T^* = \frac{\Phi_{\beta}}{\Phi_0} = e^{-\beta l}. \quad (1.54)$$

Часто показатель ослабления β выражают не в обратных линейных единицах (км^{-1} , м^{-1}), а в децибеллах (дб) на километр или метр.

Из формулы (1.53) вытекает, например, что

$$10 \lg \frac{\Phi_{\beta}}{\Phi_0} = \left(\frac{\Phi_{\beta}}{\Phi_0} \right)_{\text{дб}} = 4,343 \beta l \text{ км}. \quad (1.55)$$

Откуда

$$\beta = \frac{\left(\frac{\Phi_{\beta}}{\Phi_0} \right)_{\text{дб}}}{4,343 l} \text{ км}. \quad (1.56)$$

В последнем случае показатель ослабления β обычно называют просто ослаблением.

Мемор. № 1

Глава 2. АЭРОФОТОСЪЕМКА МОРСКОЙ ПОВЕРХНОСТИ

(Из методов дистанционного зондирования земной поверхности, использующих оптический диапазон электромагнитного спектра, наиболее старым и, следовательно, наиболее разработанным является фотографическая съемка, проводимая с различных летательных аппаратов. Ее называют воздушной съемкой или аэрофотосъемкой. Первые воздушные фотографические съемки с летательных аппаратов, тогда — воздушных шаров, относятся к шестидесятым годам прошлого столетия, когда французский фотограф и воздухоплаватель Надар сфотографировал Париж.)

В России впервые аэрофотографическая съемка была осуществлена в 1886 г. с воздушного шара был сфотографирован Петербург.)

В дальнейшем, с появлением самолетов и других летательных аппаратов тяжелее воздуха, стали быстро развиваться средства для проведения аэрофотосъемки, совершенствоваться технология съемочного процесса и обработки получаемых данных и вместе с тем расширяться области науки и практической деятельности, в которых находили применение результаты аэрофотосъемки. Однако все-таки наиболее широко аэрофотосъемка земной поверхности использовалась и продолжает применяться в топографии и геодезии. Можно, по-видимому, утверждать, что основные успехи в развитии и совершенствовании средств и методов аэрофотосъемки связаны с тем, что этот метод дал в руки геодезистов совершенно новые возможности картирования местности, резко повысил производительность их труда и увеличил точность топографических материалов по сравнению с наземными съемками.

В конце пятидесятых годов аэрофотосъемка стала широко применяться и в других областях науки и практики, связанных с изучением Земли и использованием земных ресурсов. Так, аэрофотосъемка прочно утвердилась в геоморфологических, почвенных, геоботанических, гидрографических и океанологических исследованиях.

Вступительная и методическая

(Пионером в применении аэрофотосъемки в океанологических исследованиях в СССР выступила Лаборатория Аэрометодов АН СССР, сотрудниками которой уже в 1963 г. был создан фундаментальный труд «Применение аэрометодов в исследовании моря» (под ред. проф. В. Г. Здановича, изд. АН СССР), не потерявший

своего значения и в настоящее время.) Аэрофотосъемка исторически была первым и длительным временем единственным дистанционным методом, примененным для океанологических исследований, и сыграла важную роль в развитии океанологии. Хотя за последний период появился ряд новых методов дистанционного зондирования океана, обладающих такими свойствами, которые не имеет аэрофотосъемка, все-таки ее роль в океанологических исследованиях продолжает оставаться значительной. Это объясняется тем, что (методика и технология аэрофотосъемочного процесса весьма детально отработаны, имеется широкий ассортимент аэрофотосъемочной серийно выпускаемой аппаратуры, а также приборов для обработки аэрофотоснимков, с помощью аэрофотосъемки можно получить данные о достаточно большом числе океанологических параметров.

Непосредственным результатом аэрофотосъемочного процесса является аэрофотоснимок, представляющий собой визуально воспринимаемую модель объекта съемки и несущий достаточно большое количество информации о нем.

Однако, как правило, для получения интересующих исследователя данных оказывается совершенно недостаточным простое рассмотрение аэрофотоснимка. Требуется проведение достаточно сложной обработки и дешифрирования, в результате чего получаются не только качественные данные об объекте съемки, но и количественные характеристики его геометрической структуры (размеров, координат и т. п.).

В данной главе излагаются основы получения аэрофотоснимков: необходимые данные по аэрофотографии, устройство применяемой при аэрофотосъемке аппаратуры, краткая характеристика летательных аппаратов, используемых для аэрофотосъемки, природные условия съемки и организация аэрофотосъемочного процесса. Сведения по обработке аэрофотоснимков и их использованию для определения океанологических параметров будут изложены в следующей главе.

§ 2.1. ПРИРОДНЫЕ УСЛОВИЯ АЭРОФОТОСЪЕМКИ

Изображение объекта на аэрофотоснимке получается благодаря тому, что яркость его отличается от яркости других объектов или фона.) То же относится и к деталям объекта съемки. Обнаружить на аэрофотоснимке структуру объекта, т. е. различить детали его возможно только в том случае, когда яркости отдельных частей объекта различаются.

Как известно, яркость какого-либо освещенного объекта зависит от его освещенности и отражательной способности.

Естественным источником освещения земных объектов, в том числе и поверхности океана, служит Солнце. Именно поэтому аэрофотосъемка возможна только в светлое время суток.)

Световой режим земной поверхности определяют три источника освещения: первичный — Солнце, вторичный — атмосфера, рассеивающая солнечный свет (небо), и объекты местности, отражающие падающий на них свет Солнца и неба.

Для открытых районов морей и океанов третий источник освещения является несущественным.

На верхнюю границу атмосферы поступает так называемая прямая солнечная радиация, т. е. спектр электромагнитных излучений, приходящий непосредственно от Солнца.

Интенсивность интегрального потока прямой солнечной радиации за пределами атмосферы оценивается величиной солнечной постоянной E_0 (иногда обозначают S_0), которая характеризует освещенность единичной площадки, расположенной на верхней границе атмосферы нормально к прямым солнечным лучам, и обычно выражается в энергетических единицах. Согласно последним данным (А. С. Кучко, 1974), величина $E_0 = 0,132$ Вт/см² или в световых единицах — 135 тыс. лк.

Спектральный состав солнечной радиации на верхней границе атмосферы характеризуется значительной долей энергии ($\approx 41\%$), приходящейся на видимую область спектра (от 0,4 до 0,7 мкм), и максимумом излучения на длине волны $\lambda_{\max} 0,47$ мкм.

При прохождении солнечной радиации через атмосферу происходит ее поглощение и рассеяние, что приводит, с одной стороны, к ослаблению лучистого потока по достижении им поверхности Земли, а, с другой, к появлению рассеянной радиации. Под последней понимается часть лучистой энергии, рассеянная атмосферой и поступающая на Землю в виде дополнительной компоненты к прямой солнечной радиации (свет неба). Факторами, ослабляющими солнечную радиацию, являются следующие:

- поглощение радиации молекулами газов, составляющих атмосферу;
- избирательное поглощение радиации водяным паром, аэрозолями и озоном;
- рассеяние радиации на неоднородностях плотности атмосферы и на частицах аэрозоля.

Для оценки ослабления солнечного лучистого потока в атмосфере коэффициент пропускания или прозрачность атмосферы в любом направлении T_Z^* выражают через прозрачность T_0^* в вертикальном направлении, когда зенитное расстояние Солнца $Z_C = 0$. Тогда масса слоя атмосферы, через который проходит лучистый поток Солнца, будет m_0 , а для любого другого зенитного расстояния $Z > 0$:

$$m_Z = m_0 \cdot \sec Z_C \quad (2.1)$$

Вследствие этого будем иметь

$$T_Z^* = T_0^* \cdot \sec Z_C \quad (2.2)$$

где T_0^* — коэффициент прозрачности в вертикальном направлении.

Следует заметить, что при таком определении массы слоя атмосферы последнюю считают плоскопараллельным слоем, а высоту столба воздуха над поверхностью земли, в пределах которой сосредоточена масса реальной атмосферы, но при стандартном давлении и $t = 0^\circ\text{C}$, называют приведенной высотой H_n . В настоящее время H_n принимают равной 8000 м. Из равенства (1.54) легко видеть, что

$$T_0^* = e^{-\beta H_n} \quad (2.3)$$

где β — натуральный спектральный коэффициент ослабления атмосферы или показатель ослабления.

В выражении (2.3) индекс λ опущен для простоты написания, но фактически этот коэффициент прозрачности является спектральным, т. е. относится к какой-либо конкретной длине волны λ . Величину показателя степени βH_n в формуле (2.3) называют оптической толщиной атмосферы и обозначают τ . Натуральный спектральный коэффициент ослабления β_λ , характеризующий сум-

марное ослабление радиации, является суммой показателей поглощения и рассеяния, т. е.

$$\beta_{\lambda} = \kappa_{\lambda} + \sigma_{\lambda}, \quad (2.1)$$

где κ_{λ} — спектральный показатель поглощения и σ_{λ} — спектральный показатель рассеяния.

В свою очередь, спектральный показатель поглощения зависит от природы поглощающего вещества и его концентрации, а спектральный показатель рассеяния от природы рассеивающих частиц и от их размеров. Для молекул газов атмосферы показатель молекулярного рассеяния (диаметр рассеивающих частиц $a \leq 0,07$ мкм) обратно пропорционален λ^4 (релеевское рассеяние). При увеличении размеров рассеивающих частиц зависимость величины показателя рассеяния от длины волны уменьшается и для $a \geq 1,2$ мкм интенсивность рассеянной радиации не зависит от длины волны.

Идеальная атмосфера, т. е. атмосфера, не содержащая водяного пара и аэрозолей, значительно ослабляет интенсивность прямой солнечной радиации и смещает максимум излучения в длинноволновую часть спектра. Причем эти эффекты тем более значительны, чем длиннее путь солнечных лучей в атмосфере (т. е. чем больше зенитное расстояние Z_{\odot}).

К средней реальной атмосфере близка плоскопараллельная ее модель со следующими параметрами:

- оптическая толщина атмосферы $\tau = 0,3$ для длины волны 0,55 мкм;
- метеорологическая дальность видимости у Земли равна 20 км;
- приведенные толщины слоев осажденной воды составляют 2,1 см, озона 0,25 см и углекислого газа 264 см;
- концентрация аэрозоля убывает по экспоненциальному закону.

Атмосферу с такими параметрами называют средней стандартной радиационной моделью атмосферы. Из имеющихся данных следует, что прямая солнечная радиация ослабляется при прохождении через стандартную радиационную атмосферу в вертикальном направлении ($Z_{\odot} = 0$) в 1,4 раза, а при $Z_{\odot} =$

$$= 60^{\circ} \left(\frac{m_z}{m_0} = 2 \right) \text{ — в } 1,9 \text{ раза.}$$

Интенсивность и спектральный состав рассеянной радиации (света неба) являются результатом рассеяния прямого солнечного излучения молекулами газов атмосферы и аэрозолями и определяются многими факторами: спектральным составом прямой солнечной радиации и величиной солнечной постоянной, высотой (или зенитным расстоянием) Солнца, содержанием рассеивающих и поглощающих веществ в атмосфере, облачностью и отражающими свойствами подстилающей поверхности. Указанные факторы непрерывно меняются во времени и пространстве и трудно поддаются учету.

Установлено, что в среднем изменение интенсивности потока рассеянной радиации наиболее существенно в приземном слое атмосферы, с высоты 4—5 км поток рассеянной радиации убывает почти линейно, а на высоте 19—20 км равен нулю. Поток рассеянной радиации уменьшается с увеличением зенитного расстояния Солнца, но доля рассеянной радиации в суммарном потоке приходящем к Земле в этом случае, увеличивается. Наличие облаков увеличивает удельный вес рассеянной радиации в суммарном потоке солнечной радиации.

Кратко рассмотрев таким образом факторы и механизмы, обуславливающие величину и спектральный состав поступающих на земную поверхность потоков прямой и рассеянной солнечной радиации, перейдем к характеристике светового режима земной поверхности. Основным параметром светового режима для данного пункта является освещенность горизонтальной поверхности. Естественная суммарная освещенность E_0 поверхности при безоблачном небе или небе частично покрытом облаками, складывается из освещенности E_n , создаваемой прямыми лучами Солнца, и освещенности E_p , создаваемой рассеянным светом, т. е.

$$E_0 = E_n + E_p. \quad (2.5)$$

Если небосвод покрыт сплошной облачностью, то $E_{\text{п}} = 0$ и $E_{\text{с}} = E_{\text{р}}$. При безоблачной погоде доля рассеянной освещенности возрастает с увеличением зенитного расстояния Солнца и с уменьшением прозрачности атмосферы. В утренние и вечерние часы суммарная освещенность создается главным образом рассеянной радиацией; в полуденные часы основную роль играет освещенность, создаваемая прямыми солнечными лучами, при $Z_{\odot} = 75^{\circ}$ прямая и рассеянная освещенности примерно одинаковы.

Природные объекты по-разному отражают падающую на них солнечную радиацию. Отражательные свойства земной поверхности однозначно характеризуются спектральным или интегральным коэффициентом яркости в сочетании с индикатрисой отражения. Спектральным коэффициентом яркости r_{λ} называется отношение монохроматической яркости горизонтальной поверхности b_{λ} в нормальном к ней направлении к монохроматической яркости горизонтальной ортотропной, полностью отражающей поверхности (идеального рассеивателя) $b_{\lambda, 0}$ в нормальном к ней направлении при одинаковой освещенности обеих поверхностей. Из этого определения следует, что

$$r_{\lambda} = \frac{b_{\lambda}}{b_{\lambda, 0}}. \quad (2.6)$$

Спектральный коэффициент яркости определяется для узкого спектрального интервала длин волн и относится к какой-либо длине волны λ . Интегральный коэффициент яркости r определяется по интегральной яркости B для сравнительно широкого интервала длин волн $\Delta\lambda = \lambda_2 - \lambda_1 \rightarrow \infty$. Тогда

$$r = \frac{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} b_{\lambda} d\lambda}{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} b_{\lambda, 0} d\lambda} = \frac{B}{B_0}. \quad (2.7)$$

Поскольку из закона Ламберта (1.24) $b_{\lambda, 0} = \frac{E_{\lambda}}{\pi}$ и $B = \frac{E}{\pi}$, то с учетом (2.6) и (2.7) получим:

$$b_{\lambda} = \frac{E_{\lambda} \cdot r_{\lambda}}{\pi} \quad \text{и} \quad (2.8)$$

$$B = \frac{E \cdot r}{\pi}. \quad (2.9)$$

где E_{λ} и E — спектральная и интегральная освещенности данной поверхности.

Фактическая величина спектрального коэффициента яркости природных объектов зависит от геометрических условий освещения и наблюдения, природы объекта, шероховатости отражающей поверхности и сильно изменяется в пространстве и во времени.

Фотографируемая местность является совокупностью объектов съемки и их деталей, обладающих некоторыми яркостями B_i и занимающих некоторую площадь S_j . Средняя (средневзвешенная) интегральная яркость B некоторого

участка земной поверхности, соответствующего, например, по площади аэро-фотоснимку, вычисляется по формуле

$$\bar{B} = \frac{\sum_{j=1}^n B_j S_j}{\sum_{j=1}^n S_j} = \frac{E \cdot \bar{r}}{\pi} \approx \frac{B_{\max} + B_{\min}}{2}, \quad (2.10)$$

где \bar{r} — средний интегральный коэффициент яркости данного участка земной поверхности, определяемый выражением

$$\bar{r} = \frac{\sum_{j=1}^n r_j S_j}{\sum_{j=1}^n S_j}. \quad (2.11)$$

В выражениях (2.10) и (2.11) величина n характеризует число объектов съемки или их деталей, каждый из которых обладает яркостью B_j и площадью S_j .

Яркостной контраст объекта характеризует его свойство отличаться от других объектов благодаря яркостным различиям. Яркостной контраст является совершенно необходимым фактором как для визуального восприятия объекта, так и для получения фотографического изображения. На практике используется несколько выражений для характеристики яркостного контраста объектов съемки. Относительный или фотографический контраст и есть отношение яркостей самой светлой B_{\max} и самой темной B_{\min} детали объекта фотографирования. Если детали объекта находятся в одинаковых условиях освещения, то яркости B_{\max} и B_{\min} заменяются коэффициентами яркости r_{\max} и r_{\min} . Таким образом

$$u = \frac{B_{\max}}{B_{\min}} = \frac{r_{\max}}{r_{\min}}. \quad (2.12)$$

Относительный контраст u иногда также называют контрастностью.

Визуальный контраст k , называемый также физиологическим, вычисляют по формуле

$$k = \frac{B_{\max} - B_{\min}}{B_{\max}} = \frac{r_{\max} - r_{\min}}{r_{\max}}. \quad (2.13)$$

При анализе фотографических систем частотными методами контраст описывается выражением

$$k_x = \frac{B_{\max} - B_{\min}}{B_{\max} + B_{\min}}. \quad (2.14)$$

Величина k_x называется амплитудным коэффициентом или коэффициентом модуляции.

Между u , k и k_x существует очевидная связь:

$$k_x = \frac{u - 1}{u + 1} = \frac{k}{2 - k}. \quad (2.15)$$

Интервалом яркостей объекта называют десятичный логарифм контрастности:

$$l_0 = \lg B_{\max} - \lg B_{\min} = \lg u. \quad (2.16)$$

Мерой контраста смежных деталей объекта съемки является величина, называемая деталью яркости. Деталью яркости называется десятичный логарифм отношения яркостей двух соседних деталей объекта B_1 и B_2 , т. е.

$$\Delta = \lg \frac{B_1}{B_2}. \quad (2.17)$$

Детали яркостей характеризуют яркостные переходы в объекте. Различаемость деталей яркости оценивается пороговым контрастом яркостей Δ_{\min} (иногда называют пороговой контрастной чувствительностью), под которым понимается наименьшее значение обнаруживаемого приращения яркости. Величина порогового контраста яркостей зависит от свойств применяемого приемника излучения (фотографической системы), исходной яркости объекта, структуры фотографируемой поверхности и резкости границы между деталями. Различаемость деталей в объекте при прочих равных условиях лучше при средней яркости. С увеличением и с уменьшением яркости объекта величина Δ_{\min} падает. Различаемость деталей ухудшается, если структура поверхности хорошо выражена, а также если снижается резкость границы между деталями.

Яркость морской поверхности очень сильно изменяется в зависимости от того углового направления, под которым производятся ее наблюдения. Если падающий на морскую поверхность прямой солнечный луч и направление визирования морской поверхности лежат в одной плоскости, а углы падения и визирования равны, то наблюдатель будет воспринимать отраженный прямой солнечный свет, который называется бликом. Участок поверхности моря, отражающий в некотором направлении прямой солнечный свет, носит название бликующего. Яркость бликующего в данном направлении участка моря очень велика, коэффициент яркости его имеет величину порядка нескольких тысяч. Вне зоны блика яркость элемента морской поверхности определяется отражением от поверхности воды рассеянного света неба и рассеянием света толщей морской воды. Коэффициент яркости водной поверхности вне зоны блика не превышает величины $0,15 \div 0,20$.

Яркостные контрасты между отдельными участками поверхности моря вне зоны блика малы.

Интенсивность и спектральный состав радиации, отраженной природными объектами, можно наблюдать без изменений только в непосредственной близости к земной поверхности. Если наблюдение природного объекта (или его фотографирование) производится с некоторой высоты, то наблюдаемый суммарный световой поток (яркость) состоит из отраженного потока, интенсивность которого ослаблена нижележащим слоем атмосферы, и потока радиации, рассеянного этим же слоем. Первая составная часть суммарной, наблюдаемой на высоте фотографирования, яркости B' есть произведение яркости объекта B и коэффициента пропускания атмосферы T_{λ}^* . Вторая составляющая представляет собою яркость воздушной дымки B_d . Таким образом

$$B' = BT_{\lambda}^* + B_d. \quad (2.18)$$

Воздушной или атмосферной дымкой называется явление светимости атмосферного слоя, обусловленное рассеянием части световых лучей, проходящих через этот слой. В зависимости от природы рассеивающих частиц различают дымку «голубую», образующуюся в результате рассеяния светового потока молекулами атмосферных газов. Такая дымка наиболее сильно рассеивает коротковолновую видимую радиацию; дымку «серую», возникающую вследствие аэрозольного рассеяния. Как известно, при аэрозольном рассеянии в равной степени рассеиваются все видимые лучи.

Для оценки оптических свойств атмосферной дымки применимы характеристики, использованные ранее для описания рассеивающих свойств атмосферы. При некоторых условиях фотографирования (большая высота, коротковолновая зона спектра, большое зенитное расстояние Солнца) яркость дымки может быть соизмерима с яркостью объекта (а иногда и превышать его).

Рассмотренные кратко природные условия аэрофотосъемки должны учитываться при планировании и проведении аэрофотосъемочного процесса для получения аэрофотоснимков требуемого качества.

§ 2.2. ПОЛУЧЕНИЕ ФОТОГРАФИЧЕСКОГО ИЗОБРАЖЕНИЯ ОБЪЕКТА СЪЕМКИ

(Процесс получения фотографического изображения складывается из четырех этапов:

- построения оптического изображения;
- экспонирования — физического воздействия света на фотографический материал, вызывающего появление скрытого изображения;
- проявления — преобразования с помощью химических процессов скрытого изображения в видимое;
- фиксирования — фотохимического процесса, обеспечивающего сохранение полученного изображения. В итоге получается видимое изображение, прозрачность отдельных точек которого обратно пропорциональна яркости точек объекта, — негатив. Для получения изображения, яркостные различия которого пропорциональны оригиналу, — позитива, повторяют предыдущие этапы, используя негатив в качестве модулятора света.

Для получения фотографического изображения используется, как известно, специальное устройство — фотоаппарат.)

Основы устройства и принципы действия фотоаппаратов, предназначенных для аэрофотосъемки — аэрофотоаппаратов, будут рассмотрены в § 2.4. Здесь мы лишь отметим, что одной из основных частей фотоаппарата (аэрофотоаппарата) является оптическая система — объектив, строящая оптическое изображение объекта съемки.

Как известно, объектив состоит из системы обычно стеклянных линз, ограниченных с двух сторон сферическими поверхностями. Объектив, как и всякая оптическая система, осуществляет преобразование световых пучков вследствие преломления (или отражения) световых лучей поверхностями линз и соответственно перераспределение в пространстве потока лучистой (световой) энергии. Прямая, на которой лежат центры обеих поверхностей, ограничивающих линзу, называется главной оптической осью линзы.

Если пропустить через двояковыпуклую линзу пучок лучей, параллельный главной оптической оси, ширина которого будет много меньше радиусов кривизны линзы (такой пучок называется параксиальным или приосевым), то после преломления в линзе этот пучок соберется в некоторой точке на оптической оси, назы-

ваемой главным фокусом. Плоскость, проходящая через главный фокус перпендикулярно оптической оси линзы, называется главной фокальной плоскостью.

Для построения путей хода лучей в линзе не требуется знания положения ее преломляющих поверхностей и детального хода лучей в каждой ее точке. Результат воздействия линзы на пучок лучей можно наглядно представить, если считать, что преломление луча осуществляется в одной точке, лежащей на так называемой главной плоскости линзы. Эту точку легко определить как точку пересечения луча, параллельного оптической оси, и преломленного луча, проходящего через главный фокус. Совокупность таких точек и образует главную плоскость линзы.

Легко представить себе, что если мы будем направлять параксиальный пучок лучей с другой стороны линзы, то получим с противоположной стороны другой главный фокус, соответствующую ему главную фокальную плоскость и другую главную плоскость линзы, обладающих теми же свойствами, что и первые указанные характерные точки и плоскости.

Главными, или узловыми, точками называют точки пересечения главных плоскостей с оптической осью линзы. Лучи, проходящие через главные точки, не испытывают преломления в линзе.

Если линза достаточно тонка, то обе главные плоскости практически совпадают. Расстояния от главных точек до главных фокусов являются фокусными расстояниями линзы f и f' .

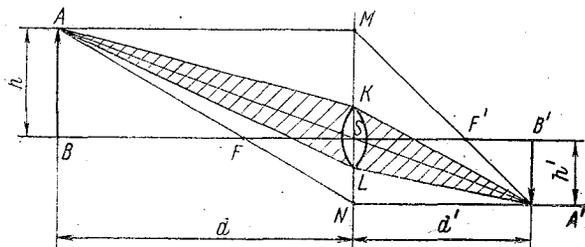


Рис. 2.1. Схема формирования оптического изображения.

Пусть объект съемки находится по одной стороне от тонкой выпуклой линзы (например слева) на расстоянии $d > 2f$. Из каждой точки этого объекта, например из точки A (рис. 2.1), выходит расходящийся световой пучок; часть его, заштрихованная на рисунке, вырезается линзой. После прохождения линзы и соответствующего преломления этот пучок собирается в точке A' , которая в данном случае является оптическим изображением точки A . Чтобы найти положение точки A' , выберем два луча, ход которых нам известен. При этом для определенности ту часть пространства по одну сторону от главной плоскости линзы KL , где находится объект съемки, назовем пространством объектов,

а главный фокус F , находящийся в этой области — передним фокусом (соответственно отрезок FS — передним фокусным расстоянием f); область пространства, в которой находится изображение (точка A') назовем пространством изображения, главный фокус F' , находящийся в этом пространстве, — задним главным фокусом, а отрезок $F'S$ — задним фокусным расстоянием — f' .

Первый луч — AM , параллельный главной оптической оси, после преломления в линзе пройдет через задний главный фокус F' . Второй луч — AN , проходящий через передний фокус F линзы, после преломления в ней окажется параллельным главной оптической оси. На пересечении этих лучей окажется точка A' , являющаяся оптическим изображением точки A . Аналогичные построения можно выполнить для любой другой точки объекта съемки и получить соответствующие точки в пространстве изображения. Такие точки объекта съемки и изображения называются оптически сопряженными.

Конечно, лучистая энергия из точки A в точку A' переносится пучком, заштрихованным на рис. 2.1, но без дополнительного условного построения было бы неясно, каково направление лучей AK и AL после их преломления в линзе.

Из подобия треугольников ABS и $A'B'S'$ имеем

$$\frac{h'}{h} = \frac{d'}{d}, \quad (2.19)$$

т. е. длины отрезков AB и $A'B'$ пропорциональны отношению расстояний от узловой точки линзы до объекта съемки и его изображения. Если принять отрезок AB за предмет, лежащий в плоскости, перпендикулярной оптической оси, то сказанное выше будет справедливым не только для точки A , но и для любой точки этого предмета. А, следовательно, изображение такого предмета будет геометрически подобным самому предмету, будет иметь одинаковую с ним форму и отличаться от него лишь размерами. В этих случаях говорят, что предмет и изображение его оптически сопряжены.

Одновременно можно также заключить, что оптическое изображение объекта представляет собой его центральную проекцию с центром в узловой точке S .

Рассмотренный механизм построения оптического изображения характерен для идеальной оптической системы и, кроме того, при использовании парааксиальных лучей. Такое ограничение приводит к сильному уменьшению размеров изображаемых оптической системой предметов. Кроме того, узость световых пучков обуславливает малую освещенность изображения. По этим причинам на практике приходится использовать широкие световые пучки, образующие с оптической осью системы значительные углы. В результате отказа от парааксиальности возникают различные искажения изображения. В частности, точка объекта изо-

бражается в виде пятна различной формы и размеров. Таким образом, простейшие реальные оптические системы обладают aberrациями или погрешностями, которые могут существенно снизить качество оптического изображения. Для уменьшения влияния aberrаций на практике применяют сложные оптические системы (объективы), представляющие собой соответствующим образом подобранные комбинации линз (иногда линз и зеркал). Этим добиваются почти полного устранения aberrаций.

Рассмотрим основные характеристики реальных объективов.

Пучок лучей, проходящих через объектив, ограничивается или оправами линз объектива, или диафрагмой, которая обычно помещается внутри объектива. Оптические изображения отверстия диафрагмы линзами объектива, расположенными между диафрагмой и объектом, а также между диафрагмой и изображением, называются соответственно входным и выходным отверстиями или зрачками объектива.

Величина, показывающая, во сколько раз фокусное расстояние f' объектива меньше (или больше) диаметра его входного зрачка d_0 , называется относительным отверстием объектива и обозначается отношением $1 : n_0$. Таким образом,

$$\frac{1}{n_0} = \frac{d_0}{f'} = 1 : \frac{f'}{d_0}. \quad (2.20)$$

Знаменатель относительно отверстия n_0 принято называть числом диафрагмы (диафрагмой).

Угол u'_A , под которым из центра изображения виден радиус выходного зрачка $\frac{d'_0}{2}$, где d'_0 — диаметр выходного зрачка, называется апертурным углом. Для аэрофотоаппаратов, у которых угол u'_A мал, величина апертурного угла определяется формулой

$$\sin u'_A \approx u'_A = \frac{d'_0}{2f'}. \quad (2.21)$$

Следует заметить, что для симметричных (относительно диафрагмы) объективов диаметры входного и выходного зрачков, а также переднее и заднее фокусные расстояния близки друг другу.

Поле зрения объектива называется основание конуса лучей, строящих изображение бесконечно удаленного предмета. Часть поля зрения, в которой полученное изображение удовлетворяет предъявляемым к нему требованиям по качеству и освещенности, называется полем изображения. Углы 2α и 2β , ограниченные лучами, исходящими из узловой точки объектива S и направленными к краям поля зрения и поля изображения, называются соответственно углом поля зрения (углом зрения) и углом поля изображения (углом изображения) (рис. 2.2).

Снимок, вписываемый в поле изображения, обычно имеет прямоугольную форму. Диагональ его $d_{\text{сн}}$ равна диаметру поля изображения.

В зависимости от соотношения диагонали снимка $d_{\text{сн}}$ и фокусного расстояния f' различают следующие основные типы аэрофотообъективов: нормальноугольные ($f' \approx d_{\text{сн}}$); широкоугольные ($f' < d_{\text{сн}}$); сверхширокоугольные ($f' \ll d_{\text{сн}}$); узкоугольные ($f' > d_{\text{сн}}$).

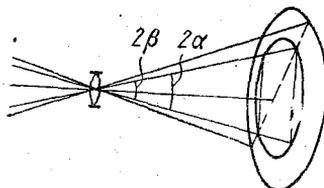


Рис. 2.2. Поле зрения и поле изображения объектива

Величина угла изображения современных аэрофотообъективов колеблется от нескольких градусов до 150° и более.

Резкость изображения определяется заданным диаметром кружка нерезкости, которым изображается точка объекта. Границы допустимого перемещения плоскости изображения, в пределах которых объективом строится практически резкое изображение равноудаленных предметов, называются глубиной резкости объектива или глубиной изображения. Глубиной резкости также называют глубину резко изображаемого пространства.

Глубина резкости увеличивается с уменьшением фокусного расстояния f' и относительного отверстия $1:n_0$ (т. е. с увеличением числа диафрагмы).

Светосилой объектива называют отношение освещенности E' изображения, создаваемого данным объективом, к яркости изображаемого объекта B , т. е.

$$k_c = \frac{E'}{B} = \frac{\pi T_0^*}{4} \left(\frac{d_0}{f'} \right)^2 = \frac{\pi T_0^*}{4 n_0^2}, \quad (2.22)$$

где T_0^* — коэффициент прозрачности (пропускания) объектива.

Величину $\left(\frac{d_0}{f'} \right)^2 = \frac{1}{n_0^2}$ называют геометрической светосилой. Для большинства аэрофотообъективов $T_2^* \geq 0,8$.

В последние годы созданы такие просветленные объективы, у которых величина $\frac{T_0^*}{n_0^2}$, называемая также физической светосилой, мало отличается от геометрической светосилы. Для просветления оптики объективов поверхность линз покрывается пленкой, понижающей отражение света.

Распределение света в главной фокальной плоскости объектива неравномерно; освещенность оптического изображения заметно падает от центра к краям. Это явление называют светораспределением объектива, а выражение, описывающее закономерность изменения освещенности по полю изображения, называется функцией светораспределения. Функция светораспределения имеет общий вид:

$$E(\beta) = \frac{E'_\beta}{E'_0} = \cos^n \beta, \quad (2.23)$$

где β — углы, определяющие положение точек изображения относительно центра поля; E'_β — освещенность в этих точках изображения; E'_0 — освещенность в центре поля.

Для большинства объективов падения освещенности к краям изображения пропорционально $\cos^4 \beta$, для улучшенных — $\cos^3 \beta$ или даже $\cos^2 \beta$. Для улучшения светораспределения в широкоугольных и сверхширокоугольных объективах применяют также оттителли. Оттителлем называется тонкая полупрозрачная металлическая пленка (или плоскопараллельное стекло) неравномерной плотности (в центре плотность больше, чем на краях), накладываемая на объектив или светофильтр.

Для оценки изобразительных свойств оптических систем применяются такие характеристики, как разрешающая способность и передаточная функция. Под изобразительными свойствами объективов понимается их способность воспроизводить без существенных искажений структуру объекта съемки с сохранением яркостного контраста его деталей.

Разрешающей способностью оптической системы называют ее свойство давать раздельное изображение двух близко расположенных точек (линий). Разрешающая способность выражается числом раздельно передаваемых линий, приходящихся на 1 мм изображения специального тест-объекта миры (лин/мм или мм^{-1}). Предельно возможные значения разрешающей способности ограничиваются дифракцией и зависят от радиуса дифракционного пятна, которое образуется на изображении после прохождение оптической системы лучами от удаленной светящейся точки. При этом считается, что две близко расположенные друг к другу удаленные светящиеся точки будут наблюдаться на изображении

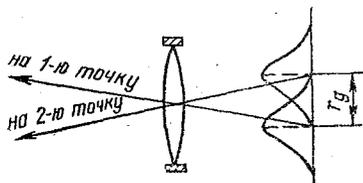


Рис. 2.3. Графическое представление критерия Релея.

раздельно, если максимум дифракционного пятна от одной из них приходится на минимум дифракционного пятна другой точки (критерий Релея) (рис. 2.3).

Расстояние между центрами изображений двух смежных «разрешаемых» точек (или что то же — радиус центрального дифракционного пятна) r_d определяется формулой

$$r_d = 1,22 \lambda \cdot n_0 = 0,6 \cdot \frac{\lambda}{u'_A}, \quad (2.24)$$

где u'_A — апертурный угол.

Дифракционная разрешающая способность объектива N_d может быть вычислена по выражению

$$N_d = \frac{1}{r_d} \approx \frac{2u'_A}{\lambda}. \quad (2.25)$$

Наличие остаточных aberrаций в оптической системе обуславливает снижение фактической разрешающей способности по сравнению с дифракционной.

Фактическое значение разрешающей способности аэрофотообъектива определяется экспериментально путем построения исследуемым объективом изображения специального тест-объекта мира и анализа этого изображения. В качестве тест-объекта используется или линейная (штриховая) мира, представляющая собой решетку параллельных линий (штрихов) различной толщины, проведенных таким образом, чтобы расстояние между штрихами равнялось их толщине, или радиальная мира, в которой линии сходятся к центру по радиусам, а толщина линий и расстояний между ними) убывает линейно от периферии к центру. Подсчитав количество «разрешаемых» линий, на 1 мм изображения по формуле, аналогично (2.25), получают фактическую разрешающую способность объектива в лин/мм или мм⁻¹.

Следует заметить, что величина разрешающей способности объектива зависит от яркостного контраста между линиями и фоном на тест-объекте и формы мира. Обычно стремятся к тому, чтобы контраст мира k был бы близок к единице.

Разрешающая способность, как критерий изобразительных свойств оптической системы, обладает рядом недостатков, которые сужают область ее применения.

Во-первых, величина разрешающей способности характеризует качество системы только на пороге разрешения, т. е. при фиксировании мелких деталей объекта съемки. В то же время необходимо знать, как будут изображаться детали структуры объекта любых размеров (т. е. как на изображении будет передаваться их яркостный контраст). Во-вторых, возникают серьезные затруднения при оценке изобразительных свойств сложных систем (например, объектив + фотопленка + другие звенья фотографической системы).

Наиболее полной характеристикой качества оптической системы любой сложности является такой критерий, который может быть использован при решении практически важной задачи —

определения выходного сигнала, под которым в данном случае понимается пространственное распределение освещенностей в плоскости изображения, по известному входному сигналу, описывающему пространственное распределение яркостей в плоскости объекта (представляет интерес и обратная задача).

Такая задача в настоящее время решается частотным методом (методом Фурье) анализа оптико-фотографических систем с использованием так называемых передаточных функций $\Phi(i\kappa)$. Аргументом передаточных функций является пространственная частота κ , которая определяется выражением

$$\kappa = \frac{2\pi}{l}, \quad (2.26)$$

где l — линейный размер структурного элемента изображения.

Нетрудно представить, что κ может изменяться от $\kappa_{\min} = \frac{2\pi}{d_{\text{сн}}}$ до $\kappa_{\max} = 2\pi N_d$, где $d_{\text{сн}}$ — диагональ снимка, а N_d — дифракционная разрешающая способность объектива.

Использование передаточной функции $\Phi(i\kappa)$ для оценки качества оптической системы основывается на том, что эта система линейна по отношению к проходящему через нее некогерентному лучистому потоку. Линейность системы означает, что гармоническому входному сигналу, поступающему в аэрофотообъектив, соответствует гармонический выходной сигнал той же частоты. Таким образом, если объектом является одномерная решетка с различными пространственными частотами κ и косинусоидальным (синусоидальным) распределением яркостей (входной сигнал), то оптическое изображение этой решетки, построенное объективом, имеет тот же гармонический закон распределения освещенностей изображения (выходной сигнал), хотя амплитуды колебаний уменьшились и фаза колебаний изменилась. Изменение амплитуды и фазы колебаний описывается передаточной функцией, математическое выражение которой имеет вид

$$\Phi(i\kappa) = |\Phi(\kappa)| \cdot e^{-i\varphi(\kappa)}. \quad (2.27)$$

Множитель $|\Phi(\kappa)|$ называется контрастно-частотной характеристикой (КЧХ), которая представляет собой совокупность определенных для различных пространственных частот κ коэффициентов Φ_κ , показывающих степень уменьшения коэффициента модуляции (контраста освещенностей) k'_κ в изображении при какой-либо частоте κ по сравнению с исходным коэффициентом модуляции (контрастом яркостей) объекта — k_{κ_0} .

Коэффициент модуляции k_x определяется выражением (2.14). k'_x определится формулой

$$k'_x = \frac{E'_{\max} - E'_{\min}}{I'_{\max} + E'_{\min}}, \quad (2.28)$$

где E'_{\max} и E'_{\min} — максимальное и минимальное значения освещенностей деталей изображения, соответствующих по своим размерам пространственной частоте x .

Коэффициенты Φ_x определяются выражением

$$\Phi_x = \frac{k'_x}{k_x} \quad (2.29)$$

и носят название коэффициентов передачи контраста или коэффициентов передачи модуляции (коэффициентов модуляции).

Функция $\varphi(x)$ в выражении (2.27) называется фазо-частотной характеристикой (ФЧХ), она определяет меру нарушения ортоскопии изображения. Под ортоскопией объективов понимают их способность давать неискаженное изображение. Нарушения ортоскопии возникают вследствие аберраций объектива, главным образом из-за дисторсии, которая приводит к смещению точек изображения от их идеального положения и соответственно к искажению геометрических форм контуров объекта на изображении. Наиболее характерными искажениями из-за влияния дисторсии являются изображения квадратного объекта в виде подушки или бочки.

КЧХ и ФЧХ объективов определяются обычно экспериментальным путем с помощью специальных установок — электронно-оптических скамеек.

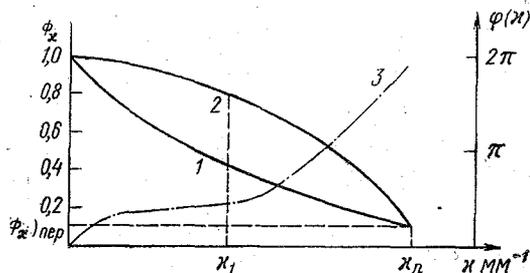


Рис. 2.4. Контрастно-частотные и фазо-частотная характеристики оптических систем.

В качестве примера на рис. 2.4 изображены КЧХ двух оптических систем (кривые 1 и 2) и ФЧХ (кривая 3) одной из них.

Достоинства КЧХ при оценке качества оптической системы можно видеть из сравнения кривых 1 и 2. Они оканчиваются в одной и той же точке с координатами x_n и $(\Phi_x)_{\text{пор}}$. Пространственная частота x_n , соответствующая пороговому значению ко-

эффицента передачи контраста $(\Phi_x)_{\text{пор}}$, т. е. такому контрасту, который еще может быть воспринят при данных условиях наблюдения, называется граничной частотой. Она определяет предел разрешения и равна разрешающей способности объектива N .

Из рис. 2.4 видно, что, несмотря на одинаковую граничную частоту κ_n , рассматриваемые оптические системы по-разному воспроизводят контрасты на частотах $\kappa < \kappa_n$. Так, например, для системы 1 коэффициент передачи контраста Φ_x на частоте κ_1 равен 0,5; для системы 2 на той же частоте $\Phi_x = 0,9$, т. е. эта система лучше воспроизводит контрасты на частотах.

Положительной стороной КЧХ при оценке качества сложных систем является простая связь результирующей КЧХ системы с КЧХ ее составных частей: результирующая КЧХ — есть произведение КЧХ ее компонентов.

Так, например, КЧХ аэрофотосъемочной системы $\Phi_\Phi(\kappa)$ определяется как

$$\Phi_\Phi(\kappa) = \Phi_o(\kappa) \cdot \Phi_p(\kappa) \cdot \Phi_a(\kappa), \quad (2.30)$$

где $\Phi_o(\kappa)$ — КЧХ объектива; $\Phi_p(\kappa)$ — КЧХ аэрофотопленки; $\Phi_a(\kappa)$ — КЧХ, описывающая влияние атмосферы.

Заметим, что частотный метод анализа качества информационно-измерительных систем (к которым, естественно, относится и аэрофотосъемочная система) с использованием передаточных функций приобрел в последнее время универсальный характер. Именно поэтому его описанию здесь уделено достаточно большое внимание.

Для сохранения оптического изображения объекта съемки применяются фотографические материалы, которые помещаются в плоскости изображения и освещаются потоком лучистой (световой) энергии, идущей от объекта. После фотохимической обработки фотоматериала, подвергнутого действию света, идущего от объекта съемки, на нем образуется фотографическое изображение объекта.

Все фотоматериалы имеют подложку (основу) и светочувствительный или эмульсионный слой. Кроме этих основных слоев имеются различные вспомогательные слои. В зависимости от вида подложки фотоматериалы подразделяются на фотопленки (подложка из прозрачной пленки), фотопластинки (подложкой является стеклянная пластинка), фотобумагу.

По цвету получаемого фотографического изображения фотоматериалы делятся на черно-белые и цветные. Светочувствительный слой толщиной от 5 до 25 мкм состоит из желатины, в которой во взвешенном состоянии равномерно распределены чувствительные к свету кристаллы галоидных солей серебра, чаще всего AgBr с примесью AgI . Средний диаметр кристаллов галогенидов серебра — 1 мкм и меньше.

В результате воздействия кванта света ($\epsilon = hf$) на молекулу AgBr происходит достаточно сложная фотохимическая реакция. В конечном счете эта молекула распадается на атом серебра Ag° и атом галонида Br° . Вследствие этого в эмульсии образуется скрытое изображение.

Фотохимическая реакция возникает в том случае, если, во-первых, вещество поглощает лучи, способные оказать химическое действие, и, во-вторых, падающий лучистый поток содержит эти лучи.

Кристаллы галогенидов серебра поглощают лучи с длиной волны до 0,5 мкм; эта спектральная область и определяет так называемую естественную спектральную чувствительность галондных солей серебра. Для увеличения зоны спектральной чувствительности фотографической эмульсии в нее вводятся специальные добавки (красители), которые называются оптическими сенсibilизаторами. Они способны поглощать кванты света с меньшей энергией, т. е. лучи света с большими длинами волн, и поглощенную таким образом лучистую энергию передавать микрокристаллам галогенида серебра.

В зависимости от оптической сенсibilизации различают следующие основные виды фотографических материалов:

— несенсibilизированные с зоной светочувствительности до $\lambda = 0,5$ мкм;

— ортохроматические и изоортохроматические — слой со светочувствительностью до $\lambda = 0,6$ мкм;

— панхроматические и изопанхроматические — слой, чувствительные до длин волн $\lambda = 0,68 \div 0,78$ мкм, т. е. практически для всего видимого участка спектра;

— инфрахроматические — слой, обладающие чувствительностью к инфракрасной зоне спектра.

Фотохимические превращения протекают в соответствии с известным из физики законом Бунзена — Роско, гласящим, что масса m прореагировавшего вещества пропорциональна энергии поглощенного света, т. е.

$$m = k \cdot E \cdot t, \quad (2.31)$$

где $E \cdot t = H$ — количество поглощенной световой энергии, называемой также экспозицией; k — коэффициент пропорциональности, зависящий от природы происходящей фотохимической реакции.

Фотографические свойства светочувствительных материалов характеризуются сенситометрическими величинами, знание которых необходимо для оптимального экспонирования и проявления фотографий. Такими величинами являются оптическая плотность D , плотность вуали D_0 , светочувствительность S , коэффициент контрастности γ и фотографическая широта L .

Сенситометрические величины определяются в процессе сенситометрических испытаний фотоматериала. Сущность их состоит в том, что на особом приборе — сенситометре участки испытуе-

мого материала засвечиваются строго эталонированным источником света, причем каждый участок подвергается действию света в течение различных интервалов времени t , которые называются временем выдержки или временем экспозиции. Таким образом, каждому участку фотоматериала сообщается строго определенная экспозиция $H = E \cdot t$.

Экспонированный материал проявляется в определенных условиях в стандартном проявителе. Затем определяется степень почернения различных участков, которая характеризуется оптической плотностью D . Степень почернения определяется экспериментально с помощью фотометров (денситометров). Через экспонированный и проявленный фотоматериал на прозрачной подложке пропускается световой поток F_0 и с помощью фотометра измеряется величина пропущенного светового потока F_{T^*} . Затем по известному выражению (1.26) определяется коэффициент пропускания T^* данного участка фотоматериала. Оптическая плотность почернения D определяется из выражения

$$D = \lg \frac{1}{T^*} = -\lg T^*. \quad (2.32)$$

В результате испытаний строят так называемую характеристическую кривую, представляющую собой график зависимости оптической плотности почернения D от десятичного логарифма экспозиции $-\lg H$ (рис. 2.5).

На характеристической кривой можно выделить четыре участка: OA — где оптическая плотность D постоянна и не зависит от экспозиции; AB — область недодержек, где равным приращениям $\lg H$ соответствуют неравные, постепенно возрастающие значения оптической плотности, BC — прямолинейный участок нормальных экспозиций; CD — нелинейный участок передержек.

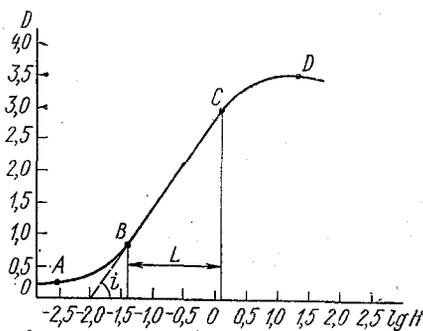


Рис. 2.5. Характеристическая кривая фотографического материала.

Разным фотоматериалам соответствуют различные характеристические кривые, которые могут отличаться друг от друга своим положением относительно шкалы на оси абсцисс и крутизной.

Хотя характеристическая кривая полностью определяет денситометрические свойства фотоматериала на практике ею непосредственно не пользуются, а употребляют для сравнения разных

Качественная характеристика цветочувствительности фотоматериалов и их основные виды, обладающие чувствительностью к различным зонам спектра, описаны ранее. фотоматериалов, определения оптимального экспонирования и проявления параметры этой кривой или упомянутые выше сенситометрические величины.

Оптическая плотность вуали D_0 — есть почернение тех участков светочувствительного слоя, которые не подвергались действию света. Область вуали располагается на графике (рис. 2.5) левее точки A .

Коэффициент контрастности характеризует свойство эмульсии передавать некоторый интервал количества освещения большим или меньшим интервалом оптических плотностей. Он определяется по характеристической кривой, как тангенс угла наклона ее прямолинейного участка BC к оси $\lg H$, т. е. $\text{tg } i$. Из рис. 2.5 легко видеть, что

$$\gamma = \text{tg } i = \frac{D_2 - D_1}{\lg H_2 - \lg H_1} = \frac{\Delta D}{\Delta \lg H}, \quad (2.33)$$

где H_1, H_2, D_1, D_2 — экспозиции и соответствующие им оптические плотности для точек B и C на характеристической кривой.

Из равенства (2.33), учитывая, что $D = -\lg T^*$, следует

$$\frac{\Delta T^*}{T^*} = -\gamma \frac{\Delta H}{H}. \quad (2.34)$$

Если $\gamma = 1$, то контраст фотографического изображения $\frac{\Delta T^*}{T^*}$ равен контрасту оптического изображения $\frac{\Delta H}{H}$. Знак минус в (2.34) указывает на то, что мы имеем дело с негативным изображением.

При изменении времени проявления $t_{\text{пр}}$ положение и форма характеристической кривой изменяются; можно подобрать $t_{\text{пр}}$ таким образом, чтобы у данной фотографической эмульсии величина γ достигала любого, в частности, рекомендованного ГОСТ'ом значения γ рек. При дальнейшем увеличении времени проявления γ достигает максимального значения γ_{max} . Обычно γ_{max} связан со светочувствительностью фотоматериала S и тем выше, чем ниже светочувствительность материала.

Существенной является способность фотоматериала правильно (пропорционально) передавать весь интервал яркостей объекта, т. е. разность между наиболее светлым и наиболее темным участ-

ками объекта. Эта способность характеризуется фотографической шириной L , равной

$$L = \lg \frac{H_2}{H_1} = \lg H_2 - \lg H_1, \quad (2.35)$$

где H_1 и H_2 — экспозиции, соответствующие началу и концу прямолинейного участка характеристической кривой.

Для характеристики сенситометрических свойств различных фотоматериалов применяется величина, называемая общей светочувствительностью S . Она определяется по отношению к дневному свету и выражается в условных единицах ГОСТ'а.

Светочувствительностью слоя называют величину обратно пропорциональную экспозиции H_{D_S} , создающей на фотографической эмульсии некоторую заданную оптическую плотность D_S или заданный фотографический эффект, т. е.

$$S = \frac{k_S}{H_{D_S}}, \quad (2.36)$$

где k_S — коэффициент пропорциональности, зависящий от принятой системы единиц светочувствительности.

В качестве заданного фотографического эффекта D_S , который принято также называть критерием светочувствительности, берется или оптическая плотность, превышающая плотность вуали D_0 на 0,2 (для обычных пленок), или превышающая D_0 на 0,85 (для аэрофотопленок). В последнем случае средняя оптическая плотность фотографического изображения объектов земного ландшафта будет примерно 0,9—1,1, что обеспечивает получение аэрофотоснимка с лучшими изобразительными свойствами. Принятый критерий светочувствительности указывается в виде индекса при S , например $S_{0,85}$, $S_{0,2}$ и т. д.

В системе ГОСТ'а величина k_S для обычных пленок равна 1, а для аэрофотопленок — 10. Таким образом, для обычных пленок

$$S_{0,2} = \frac{1}{H_{D_0+0,2}}, \quad (2.37)$$

для аэрофотопленок

$$S_{0,85} = \frac{10}{H_{D_0+0,85}}, \quad (2.38)$$

Спектральной чувствительностью или цветочувствительностью называется свойство фотографической эмульсии определенным образом реагировать на каждый отдельный участок спектра.

Изобразительные характеристики фотоматериалов аналогично оптическим системам оцениваются разрешающей способностью и более универсальным параметром — контрастно — частотной характеристикой.

Разрешающая способность фотоматериала по своему существу идентична разрешающей способности оптической системы и выражается в тех же единицах (мин/мм или мм^{-1}). Разрешающая способность фотоматериалов определяется зернистостью структуры эмульсии и зависит также от экспозиции. Как правило, наилучшая разрешающая способность имеет место тогда, когда экспозиция H является оптимальной, т. е. приходится на середину прямолинейного участка характеристической кривой (рис. 2.5). При увеличении или уменьшении экспозиции величина разрешающей способности фотоматериала ухудшается.

Способы определения и практического использования контрастно-частотных характеристик фотоматериалов полностью аналогичны тем, что применяются для оценки качества оптических систем и описаны ранее.

В заключение этого раздела приведем данные, характеризующие свойства основных типов аэрофотоплёнок (табл. 2.1).

Таблица 2.1

Характеристика	Аэрофотоплёнка				
	тип 18	тип 17	тип 20	тип 15	тип 13
Число светочувствительности					
$S_{0,85}$	90	350	350	700	2000
$S_{0,2}$	22	130	90	250	700
Коэффициент контрастности γ_{max}	2,3	1,9	1,7	1,9	2,2
Фотографическая широта	0,75	1,50	0,75	0,90	0,90
Разрешающая способность, мм	250	120	140	85	70

Для того, чтобы обеспечить правильную передачу яркостных контрастов объекта съёмки на изображении и получить резкое изображение с воспроизведением мелких деталей структуры объекта, необходимо при съёмке применять оптимальную экспозицию. Влияние величины экспозиции на воспроизведение всей совокупности различных деталей яркости объекта (см. (2.17)) и на разрешающую способность фотографического изображения показано на рис. 2.6, где кривые 1 и 2 соответственно характеристическая кривая и кривая разрешающей способности фотоплёнки.

На рис. 2.6 интервал экспозиций $l'_0 = \Delta \lg H = \lg \frac{H_{\max}}{H_{\min}}$ опре-

деляется интервалом яркостей, свойственных какому-либо объекту съемки. На негативе этому интервалу экспозиций соответствует интервал оптических плотностей ΔD .

Детали яркости оптического изображения Δ соответствует деталь почернения δ , причем $\delta = \Delta \gamma$, где γ — коэффициент контрастности.

Рассматривая рис. 2.6, на котором фотографическая ширина фотоматериала изображена в виде отрезка L , нетрудно заключить, что правильное (пропорциональное) воспроизведение всей совокупности различных деталей яркости объекта возможно, если интервал экспозиций l'_0 не выходит за пределы отрезка, определяющего фотографическую широту L . Если $l'_0 > L$ или же если $l'_0 < L$, но отрезок l'_0 смещен за пределы отрезка L , то будут использоваться участки характеристической кривой, соответствующие областям недодержек и передержек, где пропорциональность воспроизведения яркостных различий объекта нарушается. В последних случаях одной и той же детали яркости Δ будут соответствовать меньшие детали плотности почернения δ . Одновременно произойдет уменьшение разрешающей способности фотографического изображения, поскольку интервал экспозиции l'_0 будет смещен относительно максимума кривой разрешающей способности фотоматериала.

Таким образом, задача правильного экспонирования фотоматериала (экспонетрическая задача) при съемке сводится к выбору положения отрезка l'_0 , характеризующего фактический интервал яркостей объекта съемки и соответствующий ему интервал экспозиций, в пределах отрезка, определяющего фотографическую широту применяемого фотоматериала — L .

Поскольку, как было сказано ранее, характеристическая кривая непосредственно на практике не применяется, то для решения экспонетрической задачи будем использовать ее параметры — сенситометрические величины.

Рассмотрим сначала наиболее простой случай — фотографирование точечного объекта постоянной яркости B . Тогда освещенность оптического изображения E' будет, согласно (2.22),

$$E' = k_c \cdot B, \quad (2.39)$$

где k_c — светосила объектива.

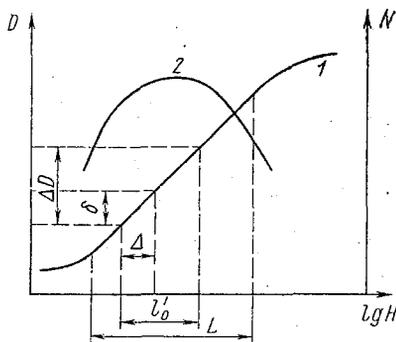


Рис. 2.6. Схема определения оптимальной экспозиции.

Экспозиция $H = E' \cdot t$ состоит из нерегулируемого параметра E' , зависящего от яркости объекта B и времени экспозиции или выдержки t , которое может изменяться в зависимости от желания оператора, производящего аэрофото съемку. В определении величины времени выдержки t , при котором светочувствительному слою сообщается экспозиция H , необходимая для получения заданного фотографического эффекта, заключается, в конечном счете, решение экспонометрической задачи.

Из выражения (2.36), с учетом того, что $H = E' t$, будем иметь

$$t = \frac{k_s}{E'S}, \quad (2.40)$$

Подставив в формулу (2.40) величины, найденные из (2.39) и (2.22), окончательно получим

$$t = \frac{4k_s n_0^2}{\pi B S T_0^*}. \quad (2.41)$$

Поскольку светочувствительность S определяется по прямолинейному участку характеристической кривой, то время выдержки t , найденное из (2.41), будет приводить к соблюдению условий, характеризующих правильную (оптимальную) экспозицию, т. е. к обеспечению пропорционального воспроизведения яркостных различий и достижению высокой разрешающей способности.

Из соотношения (2.41) видно, что все входящие в правую часть величины, кроме яркости объекта съемки B , могут регулироваться путем выбора типа объектива и фотоматериала. Поэтому при прочих равных условиях время выдержки зависит только от яркости объекта съемки.

В тех обычно имеющих место случаях, когда фотографируется не точечный, а реальный объект с определенным интервалом яркостей $\Delta B = B_{\max} - B_{\min}$, для расчета оптимального времени выдержки применяется или интегральная яркость \bar{B} (см. (2.10)), или минимальная яркость B_{\min} . При этом, если используется интегральная яркость \bar{B} , то светочувствительность фотоматериала определяется в системе $S_{0,85}$ (см. (2.38)), а в случае применения B_{\min} светочувствительность определяется в системе $S_{0,2}$ (см. (2.37)). Чаще используется первый вариант расчета оптимального времени выдержки. При применении светофильтров и учете влияния атмосферы в выражение (2.41) вводятся соответствующие поправочные коэффициенты. На практике определение времени выдержки при аэрофотографировании производится двумя способами.

При первом способе, расчетном, используются некоторые усредненные оптические характеристики атмосферы и сезонные значения яркости (коэффициента яркости), выбираемые из спе-

циальных таблиц. Для удобства расчетов времени выдержки разработаны специальные номограммы — аэроэкспонетры.

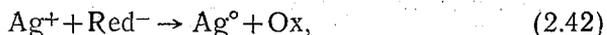
При расчетном методе ошибка в экспозиции не превышает 25—50%, что в большинстве случаев считается приемлемым.

Более перспективен второй способ, основанный на использовании фотоэлектрических аэроэкспонетров — приборов, которые непосредственно измеряют величину суммарной, наблюдаемой на высоте фотографирования яркости B' (см. (2.18)).

В некоторых аэрофотоаппаратах (например, АФА-ТЭУ) имеются устройства для автоматического регулирования экспозиции.

Следующим этапом при получении фотографического изображения является химико-фотографическая обработка экспонированных фотоматериалов. Она состоит из фотографического проявления и фиксирования фотографического изображения.

Фотографическое проявление черно-белых аэрофотопленок предназначено для превращения скрытого изображения в видимое путем избирательного восстановления экспонированных микрокристаллов галоидных солей серебра до металлического серебра. Реакция проявления имеет вид



где Red^- — ион восстановителя (проявляющего вещества), а Ox — окисленная форма проявляющего вещества.

Избирательность восстановления галогенида серебра в реакции проявления заключается в том, что скорость реакции восстановления находится в соответствии с количеством освещения, сообщенного данному участку светочувствительного слоя. Катализаторами реакции проявления являются атомы металлического серебра, которые, как было отмечено ранее, появляются при экспонировании фотоматериала и образуют частицы скрытого изображения. В тех участках слоя, где имеется большее количество атомов металлического серебра, реакция восстановления в примыкающих к ним молекулах галогенида серебра идет быстрее и наоборот.

Для проявления применяются проявляющие растворы или проявители. Проявляющий раствор содержит проявляющее, защитное или консервирующее, ускоряющее, противовуалирующее вещества и растворитель — воду.

Преимущественное применение в фотографии имеют органические проявляющие вещества, являющиеся в большинстве случаев производными бензола, как, например, гидрохинон, метол, фенидон, парааминофенол. Широко применяются и комбинации этих проявляющих веществ.

Проявляющая способность различных проявляющих веществ существенно зависит от температуры раствора. Продолжительность проявления, необходимая для получения заданных харак-

теристик фотослоя, при изменении температуры раствора на 10° для различных проявляющих веществ может колебаться от 1,5 до 4 раз.

Для защиты проявляющего вещества от окисления кислородом воздуха и кислородом, растворенным в воде, в состав проявителей включают защитное (консервирующее) вещество, чаще всего сульфит натрия Na_2SO_3 .

Для каждого проявляющего вещества существует некоторая величина рН, начиная с которой оно приобретает способность проявлять. С увеличением рН раствора скорость проявления возрастает. Поэтому в большинство проявляющих растворов включают ускоряющее вещество — щелочь (сода, поташ, буру, едкий натр или едкий калий и т. п.).

Для повышения избирательности действия проявляющего вещества в проявитель вводят противовуалирующие вещества, преимущественно бромистый калий КВг. Ионы Br^- , адсорбируясь на поверхности кристаллов галогенидов серебра, понижают их чувствительность к свету и предохраняют неэкспонированные эмульсионные зерна от самопроизвольного восстановления проявляющим веществом, т. е. от вуалирования.

Необходимое время проявления определяется или по результатам визуального контроля проявляемой пленки, или с помощью рекомендаций о продолжительности проявления, указанных на упаковке аэрофотопленки. Часто продолжительность проявления определяют по результатам обработки проб — кусков экспонированной пленки.

После проявления значительная часть галоидных солей серебра (75—80%) остается в слое и сохраняет чувствительность к свету. Поэтому если проявленную пленку выставить на свет, то она почернеет и все изображение будет покрыто густой вуалью. Во избежание этого производят фиксирование фотографического изображения, в процессе которого из эмульсионного слоя удаляются неэкспонированные и невосстановленные при проявлении кристаллы галогенидов серебра.

Фиксирование производят путем обработки проявленного слоя раствором того или иного химического соединения (фиксажем), образующего с галогенидами серебра комплексные соли, хорошо растворимые в воде. В фотографической практике обычно в качестве фиксажа применяют гипосульфит — $\text{Na}_2\text{S}_2\text{O}_3$.

Продолжительность фиксирования определяется временем, затрачиваемым на процесс удаления из слоя галогенида серебра. Минимальное время фиксирования должно быть не менее удвоенного времени осветления светочувствительного слоя, когда молочно-желтый фон, свойственный проявленной (но не отфиксированной) пленке и обусловленный наличием галогенида серебра, исчезает.

В промежутке между проявлением и фиксированием аэрофотопленку промывают в воде. Окончательная промывка пленки про-

изводится после фиксирования в целях полного и быстрого удаления из эмульсионного слоя всех растворимых веществ (особенно гипосульфита), которые при хранении негатива могут уменьшить устойчивость фотографического изображения.

В последние годы получают распространение различные ускоренные способы химико-фотографической обработки аэрофотоматериалов. Они состоят в применении повышения температуры обрабатываемых растворов, в результате чего ускоряются реакции проявления и фиксирования; используются фиксирующие проявители, так что проявление и фиксирование проводятся в одном растворе и, наконец, применяются специальные светочувствительные материалы, дающие возможность получать негативное и позитивное изображение одновременно. В последнем случае позитивное изображение получается через одну-две минуты после экспонирования.

Большинство этапов химико-фотографической обработки аэрофотопленки должно производиться в полной темноте, что вызывает, естественно, ряд осложнений. Поэтому для фотохимической обработки и сушки пленки применяют специальные проявительные приборы. Конструкции проявляющих приборов весьма разнообразны. Наиболее часто употребляются проявительные приборы с перематыванием пленки. Такие приборы состоят из двух катушек, помещаемых в ванны с соответствующим раствором. Пленка равномерно перематывается с одной катушки на другую, в это же время происходит ее проявление или фиксирование. Перемотка производится вручную или с помощью электромотора. Существуют проявочные машины, в которых аэрофотопленка проходит с постоянной скоростью последовательно через ряд ванн с обрабатываемыми растворами.

Готовый аэрофильм сушат на специальных барабанах без подогрева воздуха, подогретым воздухом в так называемых «барабанных» сушилках и в специальных сушильных шкафах. Сушка значительно ускоряется (в два—четыре раза), если аэрофильм предварительно обработать спиртом.

После сушки, контроля качества аэрофильма и маркировки (нумерации) его приступают к изготовлению позитивного изображения, яркостные различия которого подобны оригиналу съемки.

Процесс получения позитивного изображения состоит из двух стадий:

- печати — экспонирования позитивного фотоматериала (фотобумаги, позитивной пленки) светом, прошедшим через негатив;
- фотохимической обработки экспонированного позитивного фотоматериала для получения видимого изображения, аналогичной обработке аэронегативов.

В зависимости от положения негатива и позитивного фотоматериала различают два вида печати — контактную и проекционную. При контактной печати эмульсионный слой позитивного фотоматериала приводится в тесное соприкосновение (контакт)

с эмульсионным слоем негатива. Проекционная печать осуществляется с помощью оптической системы (осветитель и проекционный объектив), когда изображение негатива проецируется (строится) на поверхности светочувствительного слоя позитивного фотоматериала.

Для контактной печати применяются специальные станки — копировальные приборы, они бывают разными по конструкции, но все построены по единой принципиальной схеме. В осветительном ящике расположены ряды электрических лампочек и красная лампа, используемая при укладке светочувствительного материала. Сверху помещено молочное или матовое стекло для создания равномерной освещенности негатива. Над молочным стеклом размещается толстое зеркальное стекло, к которому специальной прижимной доской прижимаются негатив и фотобумага, сложенные таким образом, чтобы эмульсионные слои их непосредственно соприкасались. На корпусе ящика крепятся кронштейны, где помещаются катушки с аэрофотопленкой. Для получения нужного времени выдержки при экспонировании копировальные станки снабжаются экспозиметрами, которые зажигают свет, когда крышка прижимает негатив с бумагой к стеклу, и автоматически выключают свет по истечении установленного времени.

Прежде чем приступать к массовой печати снимков, делают несколько проб на выдержку и тип фотобумаги. Основное правило подбора фотобумаги к негативу состоит в том, что для печати с контрастного негатива нужна малоконтрастная бумага и наоборот. Во всех случаях, когда интервал оптических плотностей на негативе велик, при печати снимков возникает затруднение, связанные с воспроизведением на позитиве самых светлых или самых темных мест. Для уменьшения этого вредного эффекта применяются различные способы выравнивания контрастов при печати (маскирования). К ним принадлежат метод нерезкой маски, электронные методы маскирования и фотохимические. Метод нерезкой маски заключается в том, что засветка позитивного материала с прилегающим к нему негативом производится не сплошным светящимся полем, а через нерезкий позитив на прозрачной основе, изготовленный предварительно с данного же негатива. Это нерезкий прозрачный позитив и называется «маской». Маска в данном случае выступает в роли оттенителя, с помощью которого выравнивается общий контраст оптических плотностей негатива.

Электронный метод маскирования состоит в том, что источником света при печати является световое пятно электронно-лучевой трубки. Путь и яркость этого пятна могут регулироваться. Пробегая по негативу строка за строкой пятно в конечном счете освещает всю площадь негатива и, следовательно, прилегающий к нему позитивный фотоматериал. Имеющееся в приборах для осуществления электронного способа маскирования — электронных копировальных приборах — устройство автоматического регулирования яркости светового пятна работает по принципу обрат-

ной связи: там, где световая энергия проходит через плотный участок негатива, яркость светового пятна увеличивается и наоборот. Таким образом также выравнивается общий контраст маскированного изображения.

Проекционная печать снимков делается для изменения масштаба изображения, преимущественно для увеличения, а также исправления перспективных искажений. В этих целях используются специальные оптические приборы — фототрансформаторы и фоторедукторы.

Химико-фотографическая обработка позитивных фотоматериалов почти полностью аналогична обработке негативных аэрофотопленок. Одно из отличий заключается в том, что проявление фотобумаги производится не в темноте, а при ярком оранжевом или зеленом свете, что позволяет непосредственно контролировать процесс проявления.

§ 2.3. ОСНОВЫ ЦВЕТНОЙ И СПЕКТРОЗОНАЛЬНОЙ ФОТОГРАФИИ

В основе современной цветной фотографии лежит теория трехкомпонентного цветового зрения, из которой следует, что система цветоощущающих приемников человеческого глаза дает возможность воспроизвести любой цвет смешением в соответствующей пропорции трех основных цветов — синего (С), зеленого (З) и красного (К). Так получаются цвета голубой (Г), желтый (Ж), пурпурный (П), а также белый свет (Б):

$$C+З=Г; З+К=Ж; C+К=П; C+К+З=Б. \quad (2.43)$$

Из равенств (2.43) видно, что белый свет можно получить, пользуясь соотношениями

$$C+Ж=Б; З+П=Б; К+Г=Б. \quad (2.44)$$

Цвета желтый, пурпурный и голубой, которые в сумме с основными цветами дают белый свет; называются дополнительными.

Преобразовав выражения (2.44), можно записать

$$Ж = Б - C = -C; \quad П = Б - З = -З; \quad Г = Б - К = -К. \quad (2.45)$$

Равенства (2.43) и (2.45) показывают, что если на пути белого света поставить желтый светофильтр, то он, пропуская лучи зеленого и красного цветов, поглотит вместе с тем лучи третьего из основных цветов — синего. Пурпурный светофильтр соответственно будет поглощать лучи зеленого цвета, а голубой светофильтр — лучи красного цвета. Учитывая эти обстоятельства, можно оценить цветовой эффект, который получится, если смешать уже не основные, а дополнительные цвета (Ж, П, Г), или, что то же самое, поставить на пути белого света одновременно два светофильтра каких-либо дополнительных цветов. Учитывая, что белый свет состоит из трех основных цветов, пропустим его, например, через

желтый и пурпурный светофильтры. Тогда желтый светофильтр поглотит лучи синего цвета, а пурпурный — лучи зеленого цвета. В итоге после прохождения этой комбинации светофильтров останутся лучи красного цвета. Составляя сочетания из пурпурного и голубого, а также желтого и голубого светофильтров, получим в результате лучи синего и зеленого цветов соответственно. Таким образом, пользуясь светофильтрами дополнительных цветов, получают все основные цвета:

$$\text{Ж} + \text{П} = \text{К}; \quad \text{П} + \text{Г} = \text{С}; \quad \text{Г} + \text{Ж} = \text{З}, \quad (2.46)$$

причем $\text{П} + \text{Ж} + \text{Г} = \text{Ч}$ (черный цвет).

Поглощение желтым, пурпурным и голубым светофильтрами определенных основных цветов трактуется часто как вычитание из белого света некоторых участков спектра.

Получение дополнительных цветов в результате сложения основных называют аддитивным синтезом цвета, а светофильтры синий, зеленый и красный называют иногда аддитивными светофильтрами.

Получение основных цветов в результате сложения дополнительных (вычитания из белого света некоторых участков спектра) называется субтрактивным синтезом цвета, а светофильтры желтый, пурпурный и голубой называют субтрактивными светофильтрами.

Образование дополнительных и основных цветов иллюстрируется легко запоминаемыми схемами



На схемах в средних рядах указаны складываемые цвета, а в верхних и нижних — получающиеся в результате сложения.

Цвета различаются по трем основным признакам: цветовому тону или оттенку, насыщенности цвета, светлоте или относительной яркости.

Цветовой тон (оттенок) или просто цвет — это основной признак, отличающий данный цвет от белого или серого тонов. В предыдущем изложении использовались шесть цветовых тонов; с учетом оранжевого цвета, который занимает промежуточное положение между цветами Ж и К, получаем семь цветов. В действительности число цветовых тонов гораздо больше. При средней яркости человеческий глаз может различить около 180 цветовых тонов.

Насыщенность цвета характеризует степень разбавления его белым светом. Цвета с сильно выраженным цветовым тоном называются насыщенными. Таким, например, является цвет неба

в солнечный летний день. В зимнее время цвет неба белесоватый, менее насыщенный.

Светлота или относительная яркость характеризует относительный цветовой контраст. Если, например, одна часть цветной поверхности находится на свету, а другая — в тени, то эти две части при одинаковой насыщенности одного и того же цветового тона будут различаться по светлоте.

Рассмотренные основные закономерности образования цветов лежат в основе различных способов цветной фотографии.

Во всех способах цветной фотографии процесс образования цветного изображения состоит из двух стадий: анализа цвета (цветоделения) и синтеза его (цветовоспроизведения).

Первая стадия — анализ цвета с принципиальной стороны одинакова для всех способов и состоит в создании условий для раздельного действия основных цветов (С, З и К) на фотографические материалы. Вторая стадия — синтез цвета может быть аддитивным или субтрактивным. Отсюда и названия способов цветной фотографии.

В аддитивном способе цветной фотографии объект фотографируется на черно-белые фотопленки раздельно через синий, зеленый и красный светофильтры. В результате получаются три спектрально-разделенных (цветоделенных) негатива. Если затем изготовить с этих негативов черно-белые диапозитивы, спроецировать их соответственно через те же светофильтры на экран и совместить все три изображения, то получится цветное изображение объекта фотографирования.

Аддитивный способ цветной фотографии является трудоемким, сложным и дорогим процессом, исключающим возможность раз-

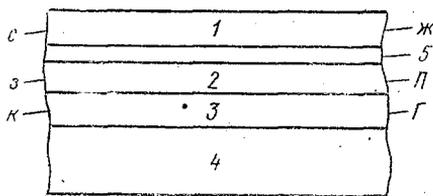


Рис. 2.7. Многослойный фотографический материал для получения цветного изображения.

множения цветных позитивов. Поэтому аддитивный способ цветной фотографии находит весьма ограниченное применение. Широкое распространение в настоящее время приобрел субтрактивный способ цветной фотографии. Он основан на использовании многослойных фотографических материалов, имеющих на подложке 4 три эмульсионных слоя 1, 2 и 3 (рис. 2.7), обладающих различной спектральной чувствительностью к основным цветам. Верхний

слой 1 представляет собою несенсибилизированную эмульсию, чувствительную к синим лучам спектра.

Средний слой 2 чувствителен к зеленому цвету (ортохром), а нижний слой имеет чувствительность к красным лучам (панхром). Под первым слоем расположен тонкий желтый фильтровый слой 5, предохраняющий нижние слои от воздействия фиолетово-сине-голубых лучей. На рис. 2.7 символами С, З, К слева указана чувствительность соответствующих слоев к основным цветам. Во все три цветочувствительные слои введены особые бесцветные химические вещества — компоненты. При взаимодействии компонент с продуктами окисления специального проявляющего вещества, образующимися в тех местах, где происходит восстановление галогенида серебра, выделяется краситель. Цвет красителя подобран таким образом, чтобы он являлся дополнительным к тому основному цвету, на который реагирует данный слой. Так, слой 1, чувствительный к лучам синего цвета, окрашивается в желтый цвет, слой 2 — в пурпурный цвет, слой 3 — в голубой цвет, что и показано на рис. 2.7 символами Ж, П, Г справа.

Рассмотрим схематически цветофотографический процесс по субстративному способу (рис. 2.8).

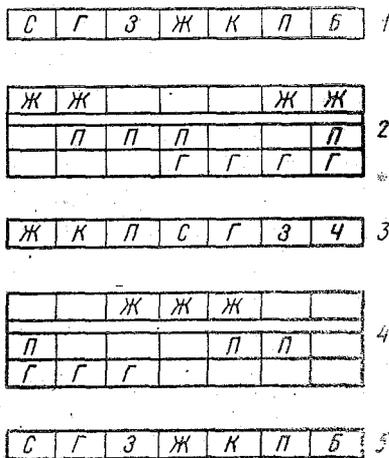


Рис. 2.8. Схема цветофотографического процесса.

1 — объект фотографирования — цветная таблица, 2 — элементарные слои экспонированного негативного фотоматериала после химико-фотографической обработки, 3 — цветное негативное изображение, 4 — элементарные слои позитивного фотоматериала после экспонирования через негатив и химико-фотографической обработки, 5 — цветное позитивное изображение.

При фотосъемке синие лучи образуют в верхнем слое негативного фотоматериала 2 желтое поле и затем задерживаются желтым фильтровым слоем. Голубые лучи, состоящие из смеси синих и зеленых лучей, действуют на верхний и средний слои, образуя соответственно желтое и пурпурное поле. Зеленые лучи образуют в среднем слое пурпурное поле. Желтые лучи, состоящие из лучей зеленого и красного цветов, воздействуют на средний и нижний слои, образуя пурпурное и голубое поле соответственно и т. д.

Белые лучи, состоящие из смеси лучей всех основных цветов, действуют на все три эмульсионных слоя.

Рассматривая негатив на просвет, увидим изображение цветной таблицы в цветах, дополнительных к исходным. В самом деле, учитывая схему сложения дополнительных цветов, легко видеть, что, смешивая желтый с пурпурным цветом, получим в результате красный цвет, пурпурный с голубым — синий, желтый с голубым — зеленый, а сложение всех дополнительных цветов дает черный цвет. Это и показано на цветном негативе 3 на рис. 2.8.

Позитивный процесс происходит в том же порядке. Отличие от негативного процесса заключается в том, что для экспонирования цветного позитивного материала через цветной негатив используются искусственные источники света — лампы накаливания с цветовой температурой 2300—3000 К.

Сравнив цвета сфотографированной цветной таблицы 1 и позитивного цветного изображения 5, легко убедиться, что они одинаковы. Таким образом, в субстрактивном методе цветной фотографии цветоделение (анализ цвета) осуществляется применением трех слоев в фотоматериале, обладающих отдельной чувствительностью к лучам основных цветов, а цветовое воспроизведение (синтез цвета) — смешением дополнительных цветов в целях получения основных, т. е. субстрактивным синтезом.

Химико-фотографическая обработка цветных фотоматериалов характеризуется значительной сложностью и здесь не описывается. В ряде случаев объем информации как черно-белого, так и трехцветного аэроснимка оказывается недостаточным. Это может происходить тогда, когда яркостной контраст между объектом и фоном или между двумя объектами на черно-белом снимке мал и поэтому выделить (дешифровать) интересующий объект не представляется возможным. Иногда при подобных затруднениях может помочь цветное изображение в натуральных цветах. В отличие от черно-белого снимка, интересующий объект может быть обнаружен и опознан по заметному цветовому контрасту между ним и фоном или между другим объектом. Цветовым контрастом называется степень изменения цветового тона или насыщенности цвета объекта по отношению к аналогичным цветовым признакам окружающей его среды (фона или других объектов).

Однако часто оказывается, что необходимый для дешифрирования контраст слабо выражен и в натуральных цветах. Тогда применяется спектрозональная цветная аэрофотография, под которой понимается разновидность субстрактивного способа цветной фотографии, обеспечивающая одновременное фотографирование в нескольких различных спектральных зонах и получение на единой подложке разноцветных изображений, обладающих наибольшим цветовым контрастом. На спектрозональном аэроснимке объекты изображены в искаженных (ложных) цветах, не соответствующих натуральным цветам.

В принципиальном плане процесс получения спектрозональных аэрофотоснимков не отличается от процесса получения натуральных цветных изображений. Однако здесь значимость приобретает выбор типа спектрозональных фотоматериалов и необходимого светофильтра, обеспечивающих образование наибольшего цветового контраста изображения. Такой выбор осуществляется на основе опыта и результатов специальных исследований. Существенную пользу при решении этой задачи оказывает знание хода спектральных коэффициентов яркости различных природных объектов.

§ 2.4. ТЕХНИЧЕСКИЕ СРЕДСТВА АЭРОФОТОСЪЕМКИ

(Воздушную съемку производят, как правило, с самолетов или вертолетов.) К летательным аппаратам, применяемым для аэрофотосъемки морской поверхности, предъявляются следующие требования:

— всем членам экипажа должен быть обеспечен хороший обзор местности во всех направлениях;

— самолет или вертолет должен обладать хорошей продольной, поперечной и путевой устойчивостью при любой погоде;

— крейсерская скорость летательного аппарата не должна превышать 850 км/ч;

— летательный аппарат должен быть надежен в эксплуатации и приспособлен к продолжительным полетам;

— в летательном аппарате должны быть обеспечены условия для достаточно удобного размещения и эксплуатации оборудования, необходимого для выполнения комплекса морских съемок.

Из самолетов, имеющих в Аэрофлоте, пригодными для морских работ являются, главным образом, двухмоторные самолеты ИЛ-14, АН-24, четырехмоторный ИЛ-18, используемый как самолет-лаборатория для исследовательских съемок, специальный самолет АН-30, полностью оборудованный для аэрофотосъемки. Для аэрофотосъемки используются также вертолеты МИ-1, МИ-4, КА-18 и др.

В комплект оборудования, обычно устанавливаемого на аэрофотосъемочном самолете, входят: аэрофотоаппараты (АФА), барометрический высотомер, радиовысотомер, статоскоп, оптический визир и бортовые визиры, радиосинхронизатор, солнечно-теневой компас, радионавигационная (радиогеодезическая) аппаратура)

(При съемке течений на борт самолета дополнительно берутся поплавки с красителем, донные индикаторы, якорные буйки.)

Рассмотрим кратко назначение каждого указанного выше прибора (кроме АФА). Устройство и принцип работы аэрофотоаппаратов будут рассмотрены ниже более подробно.

Барометрический высотомер и радиовысотомер служат для определения и выдерживания заданной высоты полета. Точность определения высоты полета барометрическим высотомером состав-

ляет величину порядка $\pm 10-15$ м, радиовысотомером $\pm 1,5-2,0$ м.

Статоскопом называют дифференциальный барометр — высотомер, с помощью которого фиксируются колебания высоты полета или определяется превышение одного крыла самолета над другим в случае съемки двумя АФА, расположенными в крыльях.

Оптический визир служит для визуального контроля участка фотографируемой поверхности, охватываемого кадром фотоизображения. В частности, с помощью оптического визира можно определить положение и размеры зоны блика в кадре. Бортовыми визирами определяется угол сноса самолета, после чего аэрофотоаппараты разворачиваются по истинному направлению полета.

Солнечно-теневого компас служит для прокладки прямолинейных маршрутов самолета. Он устроен по принципу гномона — солнечных часов. Если самолет летит по прямой, то тень от стержня показывает все время один и тот же отсчет на лимбе.

Радиосинхронизатор применяется при аэрофотосъемке одного и того же участка поверхности моря двумя АФА, размещенными на двух самолетах. Такая съемка называется стереофотосъемкой. Одним из основных требований при проведении такой стереофотосъемки является синхронность работы затворов обоих АФА. Радиосинхронизатор, состоящий из передающего устройства, размещенного на ведущем самолете, и приемного устройства, установленного на ведомом самолете, обеспечивает одновременность срабатывания затворов обоих АФА.

Радионавигационная (радиогеодезическая) аппаратура обеспечивает высокую точность самолетовождения, что особенно важно при отсутствии видимых ориентиров, как, например, при полетах над морской поверхностью.

Основным средством аэрофотосъемки является аэрофотоаппарат. Современный аэрофотоаппарат представляет собой довольно сложное оптико-электромеханическое устройство.

Существует большое количество типов АФА, отличающихся по назначению и количеству объективов, по принципам работы, конструкции оптической и механической систем, используемым фотоматериалам и размерам кадра.

По назначению АФА делятся на топографические и специальные. Первые предназначены для создания топографических карт и дают снимки с высокими измерительными свойствами. АФА специального назначения менее точны. С их помощью получают снимки для исследования природных ресурсов Земли.

По числу объективов АФА делятся на однообъективные и многообъективные. В настоящее время многообъективные фотоаппараты вытеснены АФА с одним объективом, имеющим большой угол поля зрения.

Различают аэрофотоаппараты, использующие фотопленки и фотопластинки. В СССР распространены пленочные АФА с размером кадра 18×18 см. Имеются также АФА с размерами кадра 23×23 см, 30×30 см и даже 50×50 см. АФА могут быть автома-

тическими, полуавтоматическими и неавтоматическими в зависимости от степени автоматизации работы механической системы аппарата. В современной практике находят преимущественное применение автоматические стационарные АФА.

В зависимости от принципа получения фотографического изображения АФА делятся на кадровые, панорамные и щелевые.

Кадровые аэрофотоаппараты (или просто аэрофотоаппараты) АФА имеют неизменяющееся направление оптической оси объектива относительно плоскости предметов и дают изображение в центральной проекции в виде отдельных кадров.

Панорамные фотоаппараты ПАФА снабжены качающимся объективом, который строит изображение на натянутой по дуге пленке.

Щелевые аэрофотоаппараты АЩАФА дают снимок в виде непрерывного изображения местности. В фокальной плоскости объектива АЩАФА перпендикулярно направлению полета расположена постоянно открытая щель затвора. Над ней пропускается пленка, движущаяся пропорционально скорости самолета. Результатом фотографирования местности в этом случае являются не отдельные кадры, а сплошная полоса — фотографическое изображение маршрута летательного аппарата. АЩАФА может успешно применяться для съемки с малых высот при большой скорости полета и в условиях недостаточной освещенности.

В аэрофотоъемочной практике, в том числе и для исследования океана, преимущественно используются кадровые аэрофотоаппараты — АФА.

Рассмотрим схему устройства и принцип работы АФА. Аэрофотоаппарат состоит из следующих основных узлов (рис. 2.9): съемочной камеры (аэрокамеры) I, кассеты II, аэрофотоустановки IV и блока управления — командного прибора III. Съемочная камера и кассета составляют аэрофотокамеру, которая помещается в фотоотсеке V летательного аппарата.

Съемочная камера I состоит из двух частей: внутреннего блока 4 и наружного корпуса 7. Внутренний блок, называемый оптическим, — один из самых ответственных узлов аэрофотокамеры. В нижней части блока расположен объектив 14, между составными частями которого у большинства аэрофотоаппаратов помещен аэрофотозатвор 8. Верхнее основание 13 корпуса оптического блока является плоскостью прикладной рамки, закрытой прямоугольным выравнивающим стеклом, к которому в момент фотографирования прижимается эмульсионный слой фотоматериала 10. Прижатие осуществляется прижимным столом 12. Размеры выравнивающего стекла (светового окна) в прикладной рамке определяют формат аэроснимка. Плоскость прикладной рамки называют также фокальной плоскостью АФА. В плоскости прикладной рамки, на выравнивающем стекле имеются координатные метки (расположенные на серединах сторон его), которые фиксируются на каждом аэроснимке. Линии, соединяющие координат-

ные метки, определяют внутреннюю координатную систему снимка. Кроме координатных меток на выравнивающем стекле многих АФА имеются контрольные метки в виде крестов, равномерно нанесенных на поверхности выравнивающего стекла и образующих сетку квадратов со сторонами 1 или 2 см. Контрольные метки служат для учета искажений аэроснимков, обусловленных деформацией фотоматериала и другими факторами.

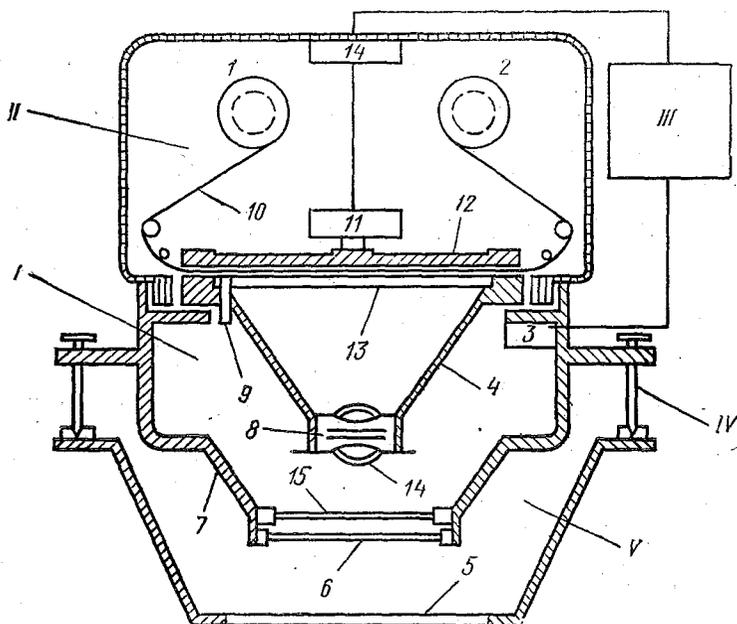


Рис. 2.9. Схема устройства аэрофотоаппарата.

В прикладную рамку по углам вмонтированы круглый уровень, часы, трафарет с номером АФА и указанием фокусного расстояния объектива и счетчик кадров (блок 9). В новых АФА показания этих приборов вынесены в междукадровый промежуток.

Наружный корпус 7 съемочной камеры защищает внутренний блок от механических повреждений и температурных воздействий, служит для крепления аэрокамеры к аэрофотоустановке IV и является основанием для кассеты. На оправу объектива надеваются светофильтр 15 и защитное стекло 6. Внутри корпуса камеры размещается механизм 3, обеспечивающий работу затвора и других частей камеры.

Кассета АФА II обычно съемная и предназначена для размещения светочувствительного материала 10, для его перемотки со сматывающей катушки 1 на наматывающую катушку 2, отмеривания необходимого отрезка аэрофотопленки и ее выравнивания

перед экспозицией. Кассета имеет механизм II, обеспечивающий выполнение перечисленных операций.

Командный прибор III — узел АФА, предназначенный для дистанционного, часто автоматического управления и контроля за работой основных узлов и механизмов аэрофотоаппарата, а также для синхронизации их работы с дополнительными частями аэро-съемочного комплекта: статоскопом, радиовысотомером, радионавигационной системой.

Фотоотсек V предназначен для размещения аэрофотокамер в летательном аппарате. Каждый фотоотсек имеет защитное стекло—фотолюк—иллюминатор 5.

В аэрофотоаппаратах устанавливаются объективы с различными фокусными расстояниями. Широкое применение получили объективы типа «Руссар» конструкции М. М. Русинова с фокусными расстояниями 36, 70, 100, 140 и 200 мм. Основные аэрофото-съемочные объективы имеют относительное отверстие $1:6,3 \div 1:6,8$ и по светосиле относятся к нормальным. Разрешающая способность короткофокусных объективов ($f' \leq 100$ мм) колеблется от 35 мм^{-1} в центре до 12 мм^{-1} на краях изображения, длиннофокусных ($f' \geq 140$ мм) — от 40 мм^{-1} до 20 мм^{-1} соответственно. Аэрофотозатвор аэрофотоаппарата представляет собой устройство для пропускания в течение заданного промежутка времени (времени выдержки) света от объекта фотографирования к светочувствительному слою фотоматериала. Для того чтобы использовать АФА в различных условиях, скорость работы затвора должна обеспечивать получение выдержек от $1/50$ до $1/1000$ с. По способу открывания светового отверстия аэрофотозатворы делятся на центральные, жалюзийные, ленточные и шторно-щелевые.

Центральные затворы со световыми заслонками в виде лепестков или дисков с вырезами, которые помещены между линзами объектива, открывают действующее отверстие объектива от центра к периферии и закрывают его от периферии к центру.

В жалюзийных фотозатворах в качестве световых заслонок используется несколько створок жалюзи, которые помещаются в междулинзовом промежутке объектива и могут одновременно поворачиваться вокруг своих осей. В исходном положении жалюзи располагаются перпендикулярно оптической оси объектива и не пропускают света. Во время рабочего хода жалюзи одновременно поворачиваются вокруг своих осей, становятся параллельно оптической оси объектива и пропускают свет, а затем по истечении установленного времени выдержки возвращаются в исходное положение, закрывая отверстие объектива.

В ленточных аэрофотозатворах световыми заслонками служат две тонкие ленты с вырезами, помещенные между линзами объектива. Во время рабочего хода вырезы движутся один навстречу другому и встречаются на оптической оси объектива, открывая действующее отверстие и вновь закрывая его двумя слоями ленты.

Шторно-щелевые аэрофотозатворы располагаются вблизи фокальной плоскости аэрофотоаппарата и называются поэтому периферийными. Они состоят из шторы со щелью, которая во время рабочего хода движется с определенной скоростью вдоль светочувствительного слоя фотоматериала, открывая тем самым доступ света от объектива.

Для получения неискаженных изображений аэрофотопленка в момент экспонирования должна выравниваться и плотно прижиматься к выравнивающему стеклу. Выравнивание в различных АФА осуществляется разными способами: механическим (с использованием прижимного стола), пневматическим (созданием положительного перепада давления воздуха в камере или вакуума) и некоторыми другими.

Аэрофотоустановкой (АФУ) называется часть аэрофотоаппарата, предназначенная для крепления аэрофотокамеры на летательном аппарате, ориентирования аэрофотокамеры в пространстве в заданном положении и ее виброизоляции. Различают подвижные и неподвижные аэрофотоустановки.

В неподвижных АФУ положение аэрофотокамеры не меняется относительно корпуса летательного аппарата.

К подвижным АФУ относятся карданные и качающиеся. В карданных аэрофотоустановках аэрофотокамера крепится в кардановом подвесе.

Качающиеся установки обеспечивают наклоны (качания) аэрофотокамеры на заданные углы (обычно автоматически), чем достигается большая полоса аэрофотографирования.

Особое место занимают получившие широкое распространение гиросtabilизирующие аэрофотоустановки — гирорамы, которые обеспечивают сохранение вертикальности оптической оси АФА с ошибкой $\pm 15-20'$ независимо от положения самолета.

Взаимодействие отдельных частей аэрофотоаппарата, необходимое для получения очередного снимка, составляет цикл работы АФА. Цикл работы совершается в течение определенного времени и состоит из совокупности отдельных элементов — операций, выполненных в определенной последовательности.

Основные элементы цикла работы АФА следующие: перематка аэрофотопленки, осуществляемая в целях замены в плоскости прикладной рамки экспонированного участка пленки неэкспонированным; взвод механизма затвора; выравнивание аэрофотопленки в плоскости прикладной рамки; спуск затвора, при котором осуществляется экспонирование светочувствительного материала.

Поскольку при аэрофотосъемке объекты удалены от АФА на значительное расстояние, фокусировка (наводка на резкость) не предусмотрена и аэрофотоаппарат всегда установлен на «бесконечность».

Управление циклом работы АФА осуществляется командным прибором автоматически или полуавтоматически в зависимости от

его типа. Механизмы АФА приводятся в действие электродвигателем, который иногда крепится на корпусе камеры.

Наибольшее распространение в настоящее время имеют аэрофотоаппараты АФА — ТЭ (топографические, электрические) или АФА — ТЭУ, являющиеся модернизацией АФА — ТЭ.

§ 2.5. НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ОРГАНИЗАЦИИ И ПРОВЕДЕНИЯ АЭРОФОТОСЪЕМОЧНОГО ПРОЦЕССА МОРСКОЙ ПОВЕРХНОСТИ

Особенности организации и проведения аэрофотосъемки определяются характером решаемых с ее помощью задач по получении того или иного вида океанологических данных. Они будут изложены в следующей главе. Однако существует ряд общих вопросов, присущих любому виду аэрофотосъемки.

Рассмотрим прежде всего классификацию видов аэрофотосъемки.

В зависимости от положения оптической оси фотоаппарата различают два основных вида аэрофотосъемки: плановую и перспективную. При плановой аэрофотосъемке оптическая ось АФА устанавливается в вертикальном положении, при этом плоскость получаемого снимка будет горизонтальна. Практически вследствие погрешности установки оптической оси, а также колебаний самолета на курсе оптическая ось будет не строго вертикальной, однако максимальное отклонение при плановой съемке не должно превышать 3° .

При перспективной аэрофотосъемке оптическая ось АФА находится в наклонном положении относительно местной вертикали, причем угол между линией отвеса и оптической осью аэрофотоаппарата может достигать нескольких десятков градусов. Вследствие такого расположения АФА на изображении видны не только верхние, но и боковые стороны объекта съемки, что дает представление о его пространственных формах. Недостатком перспективной съемки являются существенные линейные и угловые искажения изображения предмета съемки.

В зависимости от конфигурации и размеров охватываемой снимками площади аэрофотосъемка разделяется на одинарную (выборочную), маршрутную и площадную.

Одинарная съемка применяется для фотографирования небольших участков акватории, охватываемых обычно одним-двумя снимками. Маршрутная аэрофотосъемка применяется для съемки относительно узких полос местности, ширина которых соответствует размерам одного снимка. Этот вид съемки выполняется автоматически работающим АФА в то время, когда самолет летит по прямолинейному, ломаному или криволинейному маршруту. По длине маршрута снимки должны несколько перекрывать друг друга.

Площадная аэрофотосъемка применяется для сплошного фотографирования значительной площади, которая покрывается серией

параллельных маршрутов (галсов). При этом снимки одного галса, а также снимки соседних галсов должны перекрывать друг друга. В зависимости от масштаба различают аэрофотосъемку крупномасштабную (масштаб 1:10000 и крупнее), среднемасштабную (1:10 000 ÷ 1:30 000) и мелкомасштабную (масштаб 1:30 000 и мельче).

Если какой-либо участок акватории моря (океана) фотографируется с одной точки, то такой процесс носит название аэрофотосъемки одиночными кадрами (снимками). Когда какой-либо участок (объект) фотографируется с двух различных точек (или одновременно двумя АФА, размещенными в разных точках), такой вид съемки называется стереофотосъемкой, а полученные изображения — стереофотоснимками. Расстояние между точками съемки называется базой (иногда базисом) стереофотосъемки.

Подготовительный этап аэрофотосъемки включает в себя проверку материальной части, подбор необходимых расходных материалов (фотоплёнки и химикатов), зарядку кассет, выбор светофильтров и тому подобное, а также проведение аэрофотосъемочных расчетов.

Аэрофотосъемочные расчеты предусматривают прокладку маршрута съемки; расчет высоты полета в зависимости от заданного масштаба снимков и фокусного расстояния объектива АФА; определение интервала фотографирования — промежутка времени между смежными экспозициями, который затем устанавливается на командном приборе АФА; расчет количества снимков на маршруте и расход пленки; определение времени выдержки; определение величины сдвига изображения, который образуется вследствие поступательного перемещения самолета относительно объекта съемки в период открытия затвора; расчет захвата зоны блика.

Из-за ограниченности объема учебного пособия не представляется возможным более подробно раскрыть существо указанных расчетов. Следует отметить лишь, что они не сложны и описаны во многих пособиях, руководствах и инструкциях по аэрофотосъемке.

Глава 3. ПРИМЕНЕНИЕ АЭРОФОТОСЪЕМКИ ДЛЯ ПОЛУЧЕНИЯ ДАННЫХ О СОСТОЯНИИ ОКЕАНА

Аэрофотоснимки могут использоваться как для качественного описания состояния океана, так и для получения различных количественных характеристик, которые будем называть океанологическими параметрами. При этом необходимо подчеркнуть, что данные аэрофотосъемки несут информацию, главным образом, о процессах и явлениях, происходящих на поверхности океана. Удастся также получить некоторые сведения о приповерхностном слое воды до глубин нескольких десятков метров, поскольку глубже видимый свет не проникает.

Опыт применения аэрофотосъемки в океанологической практике и проводимые в этом направлении исследования позволили к настоящему времени определить ее информационные возможности. С помощью аэрофотосъемки можно получать данные о состоянии и динамике ледяного покрова, поверхностных течениях, глубинах в прибрежных и мелководных районах, параметрах волнения, загрязнении морской поверхности.

Каждый из перечисленных видов океанологической информации предполагает применения специфической технологии процесса аэрофотосъемки и, конечно, своих индивидуальных методов обработки и анализа аэрофотоснимков. Описанию их и посвящается, в основном, настоящая глава.

Следует отметить, что ценность различных видов океанологических данных, получаемых с помощью аэрофотосъемки, не одинакова. Так, например, сведения о течениях (поверхностных) и глубинах могут характеризовать только, в основном, прибрежные районы океанов и морей, что представляет ограниченный интерес. Данные же о ледяном покрове и морском волнении могут быть получены для обширных акваторий и поэтому являются важными для решения многих практических и научных задач. Вследствие этого основное внимание будет уделено перспективным направлениям применения результатов аэрофотосъемки в океанологических исследованиях.

Поскольку количественным характеристикам всегда отдается предпочтение по сравнению с качественным описанием того или иного процесса или явления, в данную главу включен раздел, посвященный методам определения по аэрофотосъемкам координат объектов съемки, а также их размеров, т. е. основам фотограмметрии и стереофотограмметрии.

§ 3.1. ОСНОВЫ ФОТОГРАММЕТРИИ И СТЕРЕОФОТОГРАММЕТРИИ

Фотограмметрия или измерительная фотография занимается изучением метрических свойств фотоснимков и определением форм, размеров и положений (координат) объектов по их фотографическим изображениям.

Необходимо отметить, что метрические свойства снимков тесно связаны с их изобразительными свойствами, поэтому фотограмметрия, строго говоря, включает в себя способы получения фотоснимков с высокими изобразительными качествами (и соответствующими им метрическими свойствами) и методы измерения объектов по их фотографическим изображениям. При этом если для измерений используется одиночный снимок, то метод измерения геометрических характеристик объекта называется фотограмметрическим. По одиночному снимку можно получить только плоские координаты и размеры объекта. Метод измерений объектов, основанный на использовании свойств пары стереоснимков и дающий возможность измерять пространственные координаты объекта и его высоту, называется стереофотограмметрическим. Фотоснимок получается в результате центрального проектирования местности (точек объекта съемки) на плоскость снимка (картинную плоскость) при помощи пучка лучей, исходящих из центра проектирования (объектива).

Рассмотрим элементы центральной проекции и определим характерные линии и точки (рис. 3.1).

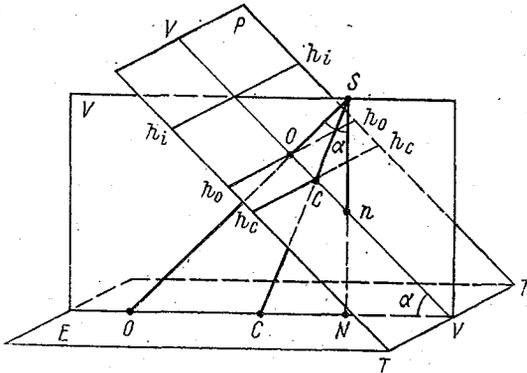


Рис. 3.1. Характерные элементы центральной проекции.

Центром проекции S является совмещенная узловая точка объектива. Плоскость E является предметной плоскостью, т. е. плоскостью, в которой располагается плоский объект съемки. Плоскость P есть плоскость снимка или картинная плоскость. Предметная и картинная плоскости пересекаются по линии TT , которая называется осью перспективы. Главный луч или оптическая ось

объектива SO располагается перпендикулярно плоскости снимка, отрезок So равен фокусному расстоянию объектива АФА. Точка o есть главная точка снимка, его геометрический центр. SN — отвесная линия, опущенная из центра проекции S . Точка n , являющаяся точкой пересечения отвесной линии с плоскостью снимка, называется точкой надира. Отрезок SN есть высота съёмки H . Плоскость V , проходящая через точки S, n, o , называется главной вертикальной плоскостью. Линия пересечения плоскости V с плоскостью снимка vv называется главной вертикалью. Линия h_0h_0 в плоскости снимка, проходящая через главную точку снимка перпендикулярно к главной вертикали, называется главной горизонталью. Параллельная ей линия h_ih_i , которая получается на пересечении плоскости снимка P с горизонтальной плоскостью, проходящей через центр проекции S , будет являться линией истинного горизонта. Угол $oSn = \alpha$ — угол наклона снимка, или угол наклона оптической оси объектива АФА. На пересечении биссектрисы угла наклона снимка с главной вертикалью находится точка нулевых искажений s . Все углы на местности, имеющие вершину в точке S , проекцией которой является точка нулевых искажений, равны соответствующим углам на снимке. Горизонталь h_ch_c , проходящая через точку s , называется линией нулевых искажений или линией неискаженного масштаба. Легко видеть, что точка надира отстоит от главной точки снимка на расстоянии $on = f \cdot \operatorname{tg} \alpha$, а точка нулевых искажений на расстоянии $os = f \cdot \operatorname{tg} \frac{\alpha}{2}$.

При наклоне оптической оси по отношению к отвесной линии изображение на снимке искажается из-за возникающей разномасштабности, приводящей, в конечном счете, к деформации контуров объектов. Исключение составляет точка нулевых искажений и проведенная через нее горизонталь h_ch_c . Так, объект в форме круга, находящийся на предметной плоскости в окрестностях точки C (рис. 3.1) или на прямой перпендикулярной линии направления фотографирования OCN и проходящей через точку C , на снимке изобразится также в виде круга. Круглый объект, располагающийся в окрестностях точки O , изобразится на снимке в виде эллипса с большой осью вдоль главной горизонтали снимка. Круглый объект вблизи точки N изобразится также в виде эллипса, но с большой осью вдоль главной вертикали снимка. По мере удаления от горизонтали h_ch_c искажения будут увеличиваться, но в то же время вдоль каждой конкретной горизонтали они остаются постоянными. Естественно, что такой же будет и закономерность изменения масштаба изображения в различных частях снимка.

Для точных фотограмметрических измерений, необходимых, главным образом, при составлении топографических карт или сгущении геодезической сети, применяются аналитические связи, позволяющие по координатам точек изображения (снимка) нахо-

дить координаты точек объекта. При этом применяются по крайней мере две системы координат: плоская прямоугольная система координат для определения положения точки на снимке и пространственная прямоугольная система, неподвижная по отношению к объекту съемки.

Первая система координат $o'xy$ для определения положения точки на снимке образуется двумя прямыми, соединяющими координатные метки на снимке (§ 2.4). Начало координат o' находится на пересечении этих прямых и в общем случае может не совпадать с главной точкой снимка o . Ось $o'y$ направлена параллельно вертикальной стороне снимка, т. е. обычно вдоль маршрута полета летательного аппарата, ось $o'x$ — параллельна горизонтальной стороне снимка. Назовем эту систему координат внутренней.

Вторая система координат — внешняя, $OXYZ$, обычно правая, используется для фиксирования взаимного расположения точек объекта и называется фотограмметрической. Начало и направления координатных осей этой системы могут быть выбраны произвольно, однако чаще всего плоскость XOY устанавливают горизонтально, а ось OZ — вертикально.

Связь между соответственными точками объекта изображения может быть найдена, если их координаты определены в какой-либо одной системе координат. Обычно положения соответственных точек объекта и изображения определяются в фотограмметрической системе координат. Для этого осуществляют преобразование координат, используя в качестве связующего звена центр проекции S . Сначала производится параллельный перенос начала фотограмметрической системы координат в центр проекции S , а затем поворот осей таким образом, чтобы ось SZ совпадала с главным лучом снимка, а оси SX и SY были бы параллельны осям $o'x$ и $o'y$ внутренней системы координат. Такая операция осуществима в том случае, если известны, во-первых, взаимное расположение в пространстве центра проекции S и внутренней системы координат $o'xy$ снимка, во-вторых, координаты центра проекции S в фотограмметрической системе координат $OXYZ$ и, в-третьих, угловое положение главного луча (оптической оси АФА) относительно осей фотограмметрической системы координат и углы между осями OX и $o'x$ или, что то же самое, между OY и $o'y$. Тогда будут восстановлены связки оптических лучей, существовавших при фотографировании. Такие угловые и линейные величины, характеризующие взаимное расположение изображения и объекта, называются элементами ориентирования снимка. Различают элементы внутреннего и внешнего ориентирования.

К элементам внутреннего ориентирования относятся координаты главной точки o снимка в системе $o'xy$, т. е. x_0 и y_0 , а также фокусное расстояние объектива АФА — f .

Элементы внешнего ориентирования включают в себя координаты центра проекции S в фотограмметрической системе координат (X_s, Y_s, Z_s) , продольный угол наклона снимка α_0 , по-

перечный угол наклона снимка ω и угол поворота снимка κ (т. е. угол на снимке между главной вертикалью и осью $o'y$).

Итак, аэрофотоснимок имеет девять элементов ориентирования; три элемента внутреннего ориентирования и шесть элементов внешнего ориентирования, из которых три линейные (X_s, Y_s, Z_s) и три угловые (α_0, ω, κ).

Знание элементов ориентирования дает возможность осуществить указанное выше преобразование координат, поскольку будут известны необходимые данные для параллельного переноса координат и направляющие косинусы для поворота осей.

В практике океанологических исследований редко приходится прибегать к определению координат точек объекта по координатам соответственных точек изображения.

Для решения океанологических задач оказывается достаточным использование выражений, характеризующих величину масштаба изображения в различных частях снимка при данных условиях фотографирования.

Приведем соответствующие формулы без доказательства. Масштаб перспективного снимка для любой горизонтали hh выражается формулой

$$\frac{1}{m} = \frac{f}{H} \left(\cos \alpha - \frac{y}{f} \sin \alpha \right), \quad (3.1)$$

где m — знаменатель численного масштаба; f — фокусное расстояние объектива АФА; H — высота фотографирования; α — угол отклонения оптической оси АФА от местной вертикали; y — ордината горизонтали hh относительно главной горизонтали h_0h_0 .

Формула масштаба по радиальным направлениям, проходящим через точку нулевых искажений — c —, имеет вид

$$\frac{1}{m} = \frac{f}{H} \left(\cos \alpha - \frac{y}{f} \sin \alpha \right)^2, \quad (3.2)$$

где все обозначения такие же, как и в формуле (3.1).

Выражение (3.2) справедливо и для главной вертикали. Если снимок горизонтальный, т. е. $\alpha = 0$, то (3.1) и (3.2) примут вид

$$\frac{1}{m} = \frac{f}{H}. \quad (3.3)$$

Таким образом, горизонтальный аэроснимок представляет план плоской горизонтальной местности масштаба $\frac{f}{H}$, который постоянен в любой точке снимка.

Полагая в формуле (3.2) $y = oc = -f \operatorname{tg} \frac{\alpha}{2}$, находим, что

$$\frac{1}{m} = \frac{f}{H},$$

т. е. что масштаб в точке нулевых искажений c по любому направлению равен масштабу горизонтального снимка.

Для любой точки планового снимка, когда $\alpha \leq 3^\circ$, формула масштаба приобретает вид

$$\frac{1}{m} = \frac{f}{H} \left(1 - \frac{3y}{2f} \sin \alpha \right). \quad (3.4)$$

Следует также отметить, что за средний масштаб планового снимка в целом принимают величину $\frac{f}{H}$, т. е. масштаб горизонтального снимка.

Существуют приемы исправления искажений, обусловленных наклоном снимков, называемые трансформированием снимков. Различают графическое и фотомеханическое трансформирование.

Графическое трансформирование выполняется по перспективным сеткам, построенным по законам проективной геометрии. Фотомеханическое трансформирование выполняется на специальных приборах — фототрансформаторах. Во всех случаях трансформирования в качестве исходных данных необходимо знание или элементов ориентирования, или координат на местности не менее четырех опорных точек, изобразившихся на снимке. Таким образом, путем трансформирования наклонный (перспективный) снимок преобразуется в горизонтальный с одинаковым масштабом во всех точках.

Измеряя на снимке с помощью измерителей, линеек или других известных инструментов длины отрезков и зная масштаб изображения, легко определить длину соответственных отрезков на местности по известной формуле

$$L = l \cdot m, \quad (3.5)$$

где L — длина отрезка в натуре; l — длина отрезка на снимке; m — знаменатель масштаба.

Для нетрансформированных снимков в качестве знаменателя масштаба в формуле (3.5) используются величины, полученные из выражений (3.1), (3.2) или (3.4) в зависимости от условий фотографирования и расположения отрезка на снимке.

Сказанное выше относилось к плоским объектам съемки. Если же фотографируемый предмет является рельефным, то на снимке возникают дополнительные искажения в виде смещения точек по направлению к точке надира или от нее. Геометрические представ-

ления о влиянии рельефа на положение точки снимка можно получить из рис. 3.2.

Если бы объект съемки был плоский и полностью лежал в плоскости E , то точка A_0 изобразилась бы на снимке точкой a_0 . Но поскольку объект съемки рельефный, возвышающийся над исходной плоскостью на величину $+h$, то точка A такого объекта изобразится на снимке уже точкой a .

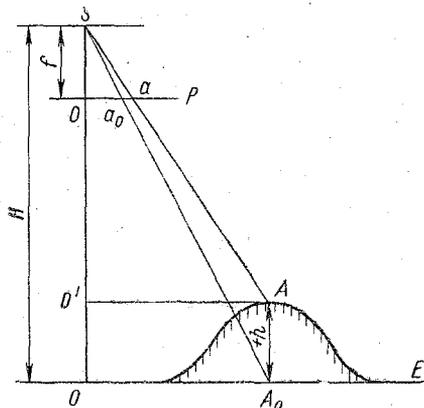


Рис. 3.2. Влияние рельефа на положение точки изображения:

E — предметная плоскость, P — плоскость горизонтального снимка, S — центр проекции, H — высота фотографирования, f — фокусное расстояние объектива АФА.

Величина $aa_0 = \Delta r$ является смещением изображения точки A , она пропорциональна h , а также расстоянию точки a от надира (совпадающего в нашем случае с главной точкой снимка o). Из рис. 3.2 видно, что $oa_0 = OA_0 \frac{f}{H}$; $oa = OA \frac{f}{H-h}$. Обозначим $oa = r$, тогда $oa_0 = r - \Delta r$. Поскольку $O'A = OA_0$, то $(r - \Delta r)H = r(H - h)$ или

$$h = \frac{H}{r} \Delta r. \quad (3.6)$$

Выражение (3.6) открывает принципиальную возможность определения по фотоизображению не только плоских размеров объекта, но и его высоты (или, точнее, превышения над исходной предметной плоскостью). Для этого, кроме высоты фотографирования H и отстояния точки изображения от надира r , которые известны или могут быть измерены на снимке, необходимо знать величину смещения Δr . Однако последнюю по одиночному снимку

определить нельзя, так как фактически точка a_0 на снимке отсутствует.

Для решения этой задачи успешно используются стереоскопические пары снимков, полученные путем съемки одного и того же объекта с двух точек, разнесенных на расстояние B — базиса стереосъемки (рис. 3.3).

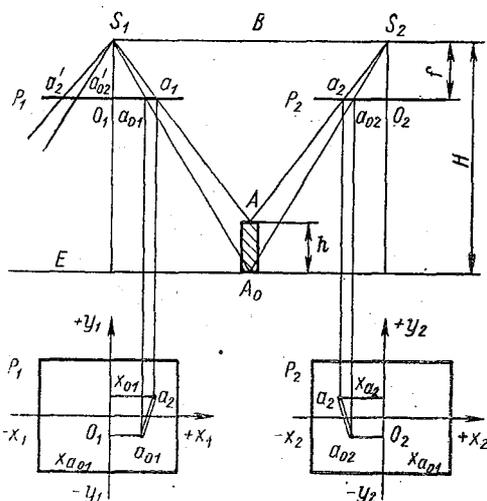


Рис. 3.3. Схема определения превышений точек по стереоснимкам:

S_1 и S_2 — центры проектирования, B — базис съемки, E — предметная плоскость. P_1 и P_2 — левый и правый горизонтальные стереоснимки. AA_0 — объемный предмет съемки, имеющий превышение h над плоскостью E . Снимки перекрывают друг друга. H — высота съемки, f — фокусное расстояние объективов АФА.

В верхней части рисунка картина съемки видна сбоку, в нижней части изображены правый и левый снимки при рассматривании сверху. На последних показаны внутренние системы координат $o_1x_1y_1$ и $o_2x_2y_2$; o_1 и o_2 — главные точки снимков.

Точки A_0 и A объекта изобразятся на обоих снимках точками a_{01} , a_1 , a_{02} , a_2 . При идеальных условиях съемки ординаты каждой пары точек (a_{01} и a_{02} , a_1 и a_2), но различными будут абсциссы точек. Разность абсцисс двух изображений одной и той же точки на разных снимках называется продольным параллаксом точки. В нашем случае параллакс точки A равен $p_A = x_{a_1} - x_{a_2}$ и точки A_0 — $p_{A_0} = x_{a_{01}} - x_{a_{02}}$. Точки A и A_0 находятся на различной высоте, поэтому абсциссы их не будут равны между собою. Возникает так называемая разность параллаксов

$\Delta p = p_A - p_{A_0}$, пропорциональная превышению между точками A и $A_0 - h$.

Выведем формулу, связывающую h и Δp . Для этого проведем из точки S_1 отрезок $S_1 a'_2$, параллельный $S_2 a_2$, и отрезок $S_1 a'_{02}$ параллельный $S_2 a_{02}$. Тогда можно видеть, что $a'_2 a_1 = x_{a_1} - (-x_{a_1}) = p_A$ и $a'_{02} a_{01} = x_{a_{01}} - (-x_{a_{01}}) = p_{A_0}$.

Из подобия треугольников $S_1 S_2 A$ и $S_1 a'_2 a_1$ следует

$$\frac{B}{H-h} = \frac{a'_2 a_1}{f} = \frac{p_A}{f},$$

откуда

$$p_A = \frac{Bf}{H-h}.$$

Из подобия треугольников $S_1 S_2 A_0$ и $S_1 a'_{02} a_{01}$ вытекает, что

$$\frac{B}{H} = \frac{a'_{02} a_{01}}{f} = \frac{p_{A_0}}{f} \quad \text{и}$$

$$p_{A_0} = \frac{Bf}{H}.$$

Найдем разность параллаксов Δp :

$$\Delta p = p_A - p_{A_0} = \frac{Bfh}{H(H-h)}.$$

Выразим базис B в масштабе съемки b :

$$B = b \cdot \frac{H}{f},$$

подставим в предыдущее выражение и разрешим его относительно h . Тогда получим

$$h = \frac{H}{b + \Delta p} \Delta p. \quad (3.7)$$

Обычно разность параллаксов бывает невелика, ее величина во много раз меньше базиса b . Тогда формула (3.7) может быть упрощена и мы придем к применяемой на практике формуле для определения превышений по разности параллаксов

$$h = \frac{H}{b} \Delta p. \quad (3.8)$$

Для определения разности параллаксов используются особенности зрения двумя глазами, т. е. бинокулярного зрения. При рассмотрении какого-либо предмета одновременно левым и правым

глазом зрительные оси их поворачиваются и пересекаются в том месте предмета, которое наблюдатель желает отчетливо рассмотреть. Наблюдатель как бы засекает интересующие точки зрительными лучами с двух центров, расположенных на некотором расстоянии друг от друга, называемом глазным базисом. В зависимости от индивидуальных особенностей людей глазной базис (расстояние между зрачками) колеблется в пределах от 52 до 74 мм, составляя в среднем величину 65 мм. Угол пересечения зрительных осей при наблюдении предмета двумя глазами носит название угла конвергенции. Очевидно, чем ближе наблюдаемая точка, тем больше угол конвергенции. Таким образом, угол конвергенции является мерилom расстояния от глазного базиса до рассматриваемой точки.

Бинокулярное зрение обладает двумя замечательными свойствами. Первым свойством является слияние в нашем зрительном впечатлении двух изображений, получаемых на сетчатках глаз, в одно пространственное изображение. Второе свойство — оценка глубины, т. е. удаленности наблюдаемых объектов. При фиксации внимания на некоторой точке обзереваемого пространства глаза одновременно видят ряд других точек. И если изображение точки, на которой сосредоточено внимание наблюдателя, получается в центральных ямках сетчаток глаза (вследствие конвергенции), то изображения других точек сдвинуты относительно центральных ямок. Если две точки расположены на разном удалении от наблюдателя, их изображения в каждом глазу сдвинутся на различную величину. Разность смещений в каждом глазу изображений двух точек, находящихся на различном удалении от наблюдателя, называется бинокулярным физиологическим параллаксом. Для всех одинаково удаленных точек физиологический параллакс равен нулю. Чем больше глубинное отстояние точек, тем больше параллакс. Это явление и создает впечатление глубины пространства. Следует заметить, что при параллаксе более 0,4 мм наблюдаемые точки начинают двоиться.

Очевидно, что физиологический параллакс точек определенным образом связан с разностью углов конвергенции, под которыми видны эти точки. Предельно малое изменение угла конвергенции, воспринимаемое наблюдателем, называется остротой бинокулярного зрения. Она оценивается в среднем в 30".

Предел бинокулярного восприятия глубины L_0 , т. е. то расстояние, на котором еще возможно при наблюдении двумя глазами оценить удаленность точек, составляет в среднем 450 м. Эту величину называют также радиусом невооруженного бинокулярного зрения. Легко видеть, что L_0 можно получить из соотношения

$$L_0 = \frac{b_r}{\gamma}, \quad (3.9)$$

где b_r — глазной базис; γ — угол конвергенции. Если принять $b_r = 65$ мм, а вместо γ подставить среднее значение остроты би-

нокулярного зрения $\Delta \gamma = 30''$, то получим $L_0 = 450$ м. Радиус бинокулярного зрения можно повысить, если с помощью призмного бинокля или стереотрубы искусственно увеличить b .

Восприятие глубины возможно не только при непосредственном наблюдении самих предметов, но и двух их плоских изображений (например, фотоснимков). В этом случае можно получить одно пространственное изображение или, как говорят, стереоскопический эффект. Однако стереоскопический эффект возникает в зрительном восприятии только в случае выполнения ряда условий, вытекающих из рассмотренных особенностей бинокулярного зрения, а именно:

— снимки предмета должны быть получены с двух точек пространства;

— разность масштабов снимков не должна превышать 16% от их значений;

— каждым глазом должен наблюдаться один снимок.

Снимки, удовлетворяющие двум первым условиям, называются стереоскопическими или парой стереоснимков, или стереопарой.

Стереоскопический эффект можно получить, рассматривая стереоснимки невооруженным глазом. Однако такое рассмотрение затруднено рядом обстоятельств и положительный эффект достигается только после более или менее продолжительной тренировки. Стереоскопический эффект получается гораздо легче с помощью специального прибора — стереоскопа.

Стереоскопы могут быть построены на нескольких принципах, однако чаще всего используются зеркальные (рис. 3.4).

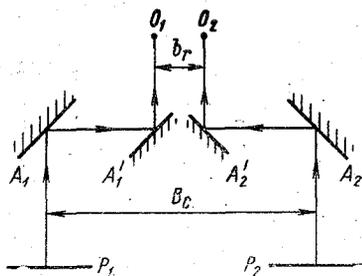


Рис. 3.4. Схема зеркального стереоскопа:

P_1 и P_2 — стереоснимки; A_1, A_1', A_2, A_2' — плоские зеркала, O_1 и O_2 — глаза наблюдателя, br — глазной базис, B_c — базис стереоскопа.

Снимки размещаются и ориентируются под стереоскопом таким образом, чтобы базис съемки составлял одну прямую, параллельную базису стереоскопа B_c и главному базису наблюдателя. Тогда зрительные лучи займут такое же положение, как и при рассматривании объектов местности в натуре уменьшенной до масштабов снимков.

Таким образом получается пространственное изображение местности, которое называется стереоскопической моделью (стереомоделью).

Для измерения разности параллаксов Δp на стереоснимках применяют стереоизмерительные приборы, которые представляют собой сочетания стереоскопов с измерительными устройствами.

Измерительной частью являются отсчетные шкалы и устройства, а также марки в виде нитей, штрихов или точек различного

цвета. Марки служат для фиксации интересующих точек стереомодели. Чаще всего применяют так называемый способ мнимой марки. На пару снимков накладывают две марки — одну на левый снимок, другую — на правый. При стереоскопическом рассмотрении снимков и марок наблюдатель видит пространственную модель и одну марку вместо двух. Две марки (левая и правая) сливаются в нашем зрительном впечатлении в одну, как сливаются два снимка в одно рельефное изображение. Получается мнимое изображение местности — стереоэффект и мнимая пространственная марка. Изменения положения марок на снимках вызывает пространственное перемещение мнимой марки.

Принцип устройства стереоизмерительных приборов состоит в следующем. Пусть имеются два перекрывающихся снимка P_1 и P_2 , составляющие стереопару (рис. 3.5)

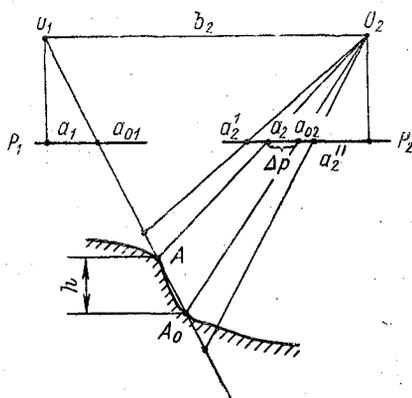


Рис. 3.5. Принцип устройства стереоизмерительных приборов.

В точках O_1 и O_2 помещены глаза наблюдателя. Точки стереомодели A_0 и A , отличающиеся друг от друга по высоте на величину h , изобразились на снимках в точках a_{01} , a_1 , a_{02} , a_2 . Совместим с точками a_1 и a_2 две марки. Тогда под стереоскопом увидим одну пространственную (мнимую) марку, которая совпадает с точкой A . Если мы будем передвигать марку по снимку P_2 параллельно базису, то заметим, что мнимая марка совершает пространственное перемещение. Она то поднимается над стереомоделью (a_2'), то уходит под поверхность «земли». Совместив пространственную мнимую марку с точками A и A_0 стереомодели, найдем величину отрезка $a_2 a_{02}$, равную разности параллаксов $\Delta p = p_A - p_{A_0}$, а затем, используя (3.8), найдем превышение точки A над точкой A_0 — h .

Одним из простейших приборов для определения разностей параллаксов являются параллактические линейки и пластины.

Они представляют собой две прозрачные прямоугольные трапеции с нанесенными на них марками в виде продольного штриха — нити на каждой пластине (линейке). Пластины накладываются так, чтобы их скошенные края соприкасались, а визирные штрихи — нити были перпендикулярны базису съемки. Поместив эту конструкцию под стереоскоп, передвигают пластины друг относительно друга по скошенным краям. При этом визирные нити сближаются или удаляются друг от друга, что в стереоскоп воспринимается как поднятие или опускание мнимой нити — марки. Поочередно касаясь мнимой нитью — маркой тех точек на стереомодели, между которыми определяется превышение, измеряют расстояние между нитями на пластинах, которое будет равно параллаксу этих точек. Измерение расстояния между нитями — марками осуществляется или металлической линейкой с миллиметровой шкалой, или для этого используется шкала на скошенном краю одной пластины и индекс на другой.

Кроме этих простейших стереоизмерительных приборов применяются и более сложные, такие, как параллаксометры, стереометры, стереокомпараторы.

В настоящее время предпринимаются шаги для автоматизации стереофотограмметрической обработки снимков, при которой исключалось бы участие человека. Это обусловлено тем обстоятельством, что работа со стереоизмерительными приборами представляет собою длительный и утомительный процесс, требующий от оператора большого опыта и внимания. Несмотря на определенные успехи в этом направлении, выражающиеся в разработке автоматических способов стереометрической обработки изображений для некоторых частных случаев, общего решения задачи еще не найдено. Трудности при создании универсального метода состоят в том, что в основу его должна быть положена теория распознавания образов, которая, как известно, еще далека от завершения.

Помимо описанного точного способа определения превышений по стереоснимкам для этой цели применяются и другие, приближенные методы: по смещению высоты объекта относительно основания, по длинам теней объектов, глазомерно-стереоскопический, когда превышение оценивается на глаз при рассмотрении модели в стереоскоп.

§ 3.2. ПРИМЕНЕНИЕ АЭРОФОТОСЪЕМКИ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ТЕЧЕНИЙ

При использовании аэрофотосъемки для определения течений применяются различные поплавки, которые предварительно сбрасываются в исследуемом районе, а затем фотографируются с самолета. Фотограмметрическая обработка аэрофотоснимков позволяет определить положение поплавков и их перемещение под влиянием

мелкий снимок

поверхностного течения за заданный промежуток времени и дает возможность найти в конечном счете вектор скорости перемещения поплавков, который принимается за вектор поверхностного течения. Таким образом, для получения данных о течениях необходимо зафиксировать вектор пути L , пройденного поплавком за некоторый промежуток времени Δt , и определить местоположение этого вектора. Величина скорости течения тогда определится по формуле

$$W = \frac{L}{\Delta t}, \quad (3.10)$$

а направление течения — по ориентировке снимков относительно сторон света.)

Практическое решение этой задачи имеет несколько вариантов в зависимости от типа применяемых поплавков (способов маркирования поверхности моря) и способов определения стабильной системы отсчетов для измерения пути, пройденного поплавком под влиянием течения.)

Марки, создаваемые на поверхности воды, должны иметь достаточно большие размеры, позволяющие легко их опознавать визуально с самолета во время съемки, а затем дешифровать их на аэрофотоснимках. В то же время габариты и вес поплавков, применяемых для маркирования поверхности моря, должны быть небольшими, чтобы они были пригодными для сбрасывания непосредственно с самолета. Кроме того, марки должны быть не подвержены воздействию дрейфа под влиянием ветра. Опытном установлено, что наиболее целесообразными способами маркирования являются или применение легких поплавков с демпфером, снабженных красителем, создающим в воде вокруг поплавка цветное пятно определенных размеров, или непосредственное использование красителя в виде раствора, сбрасываемого с самолета в сосудах, разбивающихся о воду.

В качестве красителя чаще всего употребляют флуоресцеин или его натриевую соль — уранин, окрашивающие верхний слой воды в яркий зеленый цвет, дающие пятно, хорошо дешифрируемое на аэрофотоснимке и сохраняющее четкие контуры достаточно большой промежуток времени (несколько десятков минут).)

Установление стабильной системы отсчетов для определения вектора пути, пройденного поплавком (маркой), представляет наибольшие трудности. Эта задача легко решается тогда, когда на аэрофотоснимке удастся получить изображение неподвижных объектов — береговой линии, контуров дна, различных сооружений. Однако такой прием применим при изучении течений только в непосредственной близости от береговой линии или в мелководных районах моря, где в качестве неподвижных объектов могут быть также использованы якорные буйки с красителем, сбрасываемые с самолета вместе с поплавками. При работах в открытом

море для создания стабильной системы координат должны быть использованы радионавигационные (радиогодезические) системы — импульсные или фазовые.

Различают метод определения течений с помощью одиночных поплавок и с использованием донных индикаторов. Метод одиночных поплавок состоит в том, что в изучаемом районе разбрасываются поплавки с красителем, а затем этот район дважды фотографируется с самолета через определенный промежуток времени. Если на обоих аэрофотоснимках имеются изображения неподвижных объектов, то, совместив их, можно получить определенным образом ориентированный путь поплавок (марки) за промежуток времени между моментами фотографирования.

Зная масштабы снимков, легко определить модуль вектора пути L , а затем, применив (3.10), получить скорость течения. Направление течения определяется по ориентированию вектора пути относительно неподвижных объектов, местоположения которых указано на карте или плане района съемки.)

Пределы применения описываемого метода могут быть несколько расширены за счет привязки к неподвижным объектам не отдельных снимков, а целых маршрутов полета или их частей, смонтированных по изображениям поплавок на снимках. Для этого поплавки должны разбрасываться таким образом, чтобы на перекрывающуюся часть пары соседних снимков попадало 2—3 поплавок (марки). Легко видеть, что метод одиночных поплавок предполагает, как минимум, три залета самолета в район съемки течений: один раз для разбрасывания поплавок и два раза для фотографирования их.

Сущность метода определения течений с помощью донных индикаторов состоит в следующем. С самолета в море сбрасывается специальное устройство — донный индикатор. В донном индикаторе содержится два поплавок с красителем. После сбрасывания с самолета донный индикатор погружается на дно и выбрасывает на поверхность моря первый поплавок, создающий вокруг себя пятно красителя, затем через заранее установленный промежуток времени на поверхность моря выбрасывается второй поплавок, также создающий цветное пятно. Промежуток времени между выбрасыванием первого и второго поплавок регулирует специальный «механизм времени», в качестве которого применяются или карбидный стержень, который постепенно разрушается в процессе реакции с водой, или кристаллический сахар, который растворяется в воде. Время разрушения карбидного стержня и растворения сахара может регулироваться путем соответствующего подбора их размеров и величины отверстий для доступа воды. После разрушения карбидного стержня или таяния сахара освобождается механизм (например пружина), который выталкивает из корпуса донного индикатора поплавок.

Вскоре после выброса второго поплавок производится аэрофотосъемка с получением на одном снимке изображений обоих

поплавков. Измерив на снимке расстояние между поплавками l м и определив по радиовысотомеру масштаб $1 : m$, можно вычислить путь $L = lm$, пройденный за интервал времени Δt первым поплавком, а затем по формуле (3.10) вычислить скорость течения. При этом предполагается, что оба поплавка всплыли на поверхность моря в одном и том же месте и затем с одинаковой скоростью сносятся под влиянием течения.)

Направление течения устанавливается по ориентированию снимка. Использование метода донных индикаторов предусматривает осуществление не трех залетов самолета, как это имеет место при методе одиночных поплавков, а только двух: один — для сбрасывания донных индикаторов и второй — для аэрофотосъемки поплавков.

Метод донных индикаторов применим до глубин 100—150 м.)

Оценивая описанные методы определения течений с помощью аэрофотосъемки, можно, по-видимому, заключить, что эффективность их невысока. В самом деле, материальные средства, труд и время, которые приходится расходовать для получения информации о течениях, в этих случаях не окупаются количеством и качеством добытых данных. Сведения о течениях можно получить только для малых по площади акваторий моря, для поверхностного слоя и, главное, для определенных моментов времени. Учитывая, что в настоящее время доказана большая временная изменчивость поверхностных течений, становится очевидной ограниченная ценность такой информации для решения океанологических задач.)

+
метод

§ 3.3. ПРИМЕНЕНИЕ АЭРОФОТОСЪЕМКИ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ГЛУБИН

Если на аэрофотоснимках имеется изображение морского дна, то их можно использовать для определения глубин. Опыт показывает, что изображение дна может быть получено, если глубины в данном месте не превышают глубину видимости белого диска.

В этом случае, когда на аэрофотоснимке видны контуры дна, определение глубин можно производить стереофотограмметрическим методом. При однородных рельефах дна и грунта применяют фотометрический метод определения глубин.)

Стереофотограмметрический метод определения глубин основан на использовании параллаксов точек изображения. Однако формула для определения превышений рельефа морского дна по разностям параллаксов отличается от выражений (3.7) или (3.8). Это объясняется тем, что оптические лучи от морского дна проходят две среды — воду и воздух и, прежде чем попадут в объектив АФА, испытают преломление на границе раздела. Фотограмметрия, учитывающая преломление лучей, называется двухсред-

ной.)
→ стр. 42

Строгая формула для вычисления разности глубин записывается в виде

$$\Delta Z = \frac{H \cdot \Delta p}{F_1 x_1 - F_2 x_2}, \quad (3.11)$$

где H — высота фотографирования; Δp — разность параллаксов точек, превышение глубин которых надо определить; x_1 и x_2 — абсциссы на стереофото снимках той точки, превышение которой определяется; F_1 и F_2 — коэффициенты, зависящие от коэффициента преломления воды, фокусного расстояния объектива АФА и от удаления рассматриваемой точки от главных точек снимков. Значения коэффициентов F могут быть получены из специальных таблиц.

В ряде случаев выражение (3.11) можно упростить, заменив приближенным:

$$\Delta Z = \frac{1}{F} \frac{H \Delta p}{p}, \quad (3.12)$$

где p — параллакс точки, превышение глубины которой определяется; F — коэффициент, аналогичный F_1 и F_2 в (3.11) и выбираемый из таблиц по максимальному удалению рассматриваемой точки от главных точек левого или правого снимков стереопары.

Для объективов АФА с фокусным расстоянием $f < 200$ мм в качестве величины $\frac{1}{F}$ можно всегда принимать величину 1,38, тогда погрешность ΔZ не будет превышать 2%.

Как видно, (3.11) и (3.12) дают возможность определить разность глубин двух точек изображения, одна из которых принимается за опорную. Определение абсолютных величин глубин точек морского дна Z возможно только в тех случаях, если имеются опорные точки, глубины которых определены путем гидрографического промера, или если на стереоснимках можно зафиксировать точки, находящиеся на уровне поверхности воды. В последнем случае для получения стереомодели применяют маркирование поверхности воды пятнами красителя, сбрасываемого в колбах с самолета. Можно также получить одновременно стереомодель поверхности воды и дна путем синхронной стереофото съемки.

Фотометрический метод определения глубин основывается на закономерностях изменения яркости моря при различных глубинах. Принимается, что яркость моря представляет собою сумму яркости водной поверхности, обусловленной отражением рассеянного света неба поверхностью воды, яркости толщи воды от поверхности до дна, образованной рассеянием света молекулами воды и взвешенными частицами, и яркости дна, обусловленной отражением подводного рассеянного света морским дном. Пред-

полагается, что прозрачность воды постоянна и дно сложено из однородного грунта. С учетом влияния атмосферы, характеристик объектива, спектральной чувствительности фотоматериала яркость моря будет создавать определенную фотографическую яркость B_{ϕ} , характеризующую эффективность воздействия света на светочувствительный слой фотоматериала при данных условиях съемки. Объединение всех этих факторов и учет ослабления света толщиной морской воды позволили получить батиметрическую формулу

$$B_{\phi} = L + R e^{-pZ}, \quad (3.13)$$

где Z — глубина; L , R и p — параметры, зависящие от применяемой аппаратуры, фотоматериала, условий съемки и оптических характеристик воды.

Из формулы (3.13) легко видеть, что при $Z = \infty$ $B_{\phi} = B_{\infty} = L$, т. е. параметр L представляет собою фотографическую яркость моря на оптически бесконечной глубине, где не сказывается влияние дна.

При $Z = 0$ $B_{\phi} = B_0 = L + R$. Или, учитывая сказанное выше, $R = B_0 - B_{\infty}$, т. е. R представляет собою разность между максимальной и минимальной яркостями моря и отражает характер фотометрических свойств грунта дна.

Считается, что фотографическая яркость B_{ϕ} пропорциональна экспозиции H .

Получив аэрофотоснимки с изображением морского дна и определяя оптическую плотность D в различных точках их, можно в принципе с помощью характеристической кривой и формулы (3.13) вычислить глубины Z .

Однако в практической работе по применению фотометрического метода необходимо преодолеть по крайней мере два препятствия. Первое заключается в том, что батиметрическая формула (3.13) основывается на использовании фотографической яркости B_{ϕ} , в то время как по негативу аэрофотоснимка возможно получить оптическую плотность D . А как известно, оптическая плотность D пропорциональна десятичному логарифму экспозиции и, следовательно, десятичному логарифму фотографической яркости.

Переход от оптической плотности D к фотографической яркости B_{ϕ} можно осуществить, применяя характеристическую кривую фотоматериала, имея в виду, что качественно выполненная аэрофотосъемка предусматривает использование прямолинейного ее участка. Определение оптических плотностей D в различных точках снимка производится с помощью специального прибора микрофотометра, позволяющего измерять оптическую плотность малых участков негатива и регистрировать результаты измерений.

Второе затруднение состоит в том, что величины параметров L , R и p , необходимые для определения глубин Z по батиметрической формуле (3.13), перед каждым конкретным случаем

съемки остаются неизвестными исследователю. Поэтому они определяются эмпирическим путем в процессе самой съемки и обработки материалов аэрофотосъемки.

Легко видеть, что если на аэрофотоснимке имеются три точки с известными глубинами Z_1 , Z_2 и Z_3 , то можно получить значения фотографических яркостей в этих точках $(B_{\Phi})_1$, $(B_{\Phi})_2$ и $(B_{\Phi})_3$. Составив систему трех уравнений вида (3.13) и решив ее, получим искомые величины параметров L , R и p ; которые затем можно применять для нахождения глубин в любых других точках снимка. Эта задача решается так же, если на аэроснимке имеется изображение уреза воды ($Z = 0$, $B_{\Phi} = B_0$) и изображение глубоких участков, так что изменение глубины на них не влияет на тон изображения (т. е. $Z = \infty$ и $B_{\Phi} = B_{\infty}$). Тогда для определения параметров L , R и p необходимо знание глубины Z только в одной точке. Из предыдущего вытекает, что в этом случае

$$L = B_{\infty}; R = B_0 - B_{\infty}; p = \frac{1}{Z} \ln \frac{B_0 - B_{\infty}}{B_Z - B_{\infty}}, \quad (3.14)$$

где Z — известная глубина.

Рассматриваемая задача может быть также решена, если фотографирование производить в двух зонах спектра, например, зеленой и красной, при соответствующих комбинациях фильтр—аэрофотопленка. Тогда совместное решение уравнений вида (3.13) позволяет определить величины неизвестных параметров и, кроме того, прозрачность воды.

§ 3.4. ПРИМЕНЕНИЕ АЭРОФОТОСЪЕМКИ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ХАРАКТЕРИСТИК МОРСКОГО ВОЛНЕНИЯ

Способы определения характеристик морского волнения по аэрофотоснимкам в зоне блика и вне зоны блика имеют свои особенности.

Изображением блика или просто бликом на аэроснимке, как известно, называется изображение элемента водной поверхности, образованное прямым солнечным светом, отраженным от этого элемента и попавшим в объектив АФА. Когда поверхность моря горизонтальна, на снимке получается только изображение Солнца в виде эллипса. Если угол зрения объектива АФА равен 2α , то блик от горизонтальных участков поверхности воды изобразится на снимке в случае, когда

$$\alpha > 90^\circ - h_{\odot}, \quad (3.15)$$

где h_{\odot} — высота Солнца.

Расстояние изображения блика от главной точки снимка будет равно

$$r = f \cdot \operatorname{ctg} h_{\odot}, \quad (3.16)$$

где f — фокусное расстояние объектива АФА.

При наличии волнения в объектив АФА будут попадать солнечные лучи, отраженные от многих различно наклоненных к горизонту участков морской

поверхности, и на аэрофотоснимке получится многократное изображение солнца в виде зоны блика. Положение на снимке изображения каждого элемента зоны блика зависит от угла наклона отражающего участка водной поверхности, азимута нормали к нему, высоты и азимута Солнца и ориентирования снимка в момент фотографирования. Несложное геометрическое построение схемы формирования элемента блика и применение формул сферической тригонометрии дает возможность количественно оценить по положению элемента блика на изображении и условиям съемки угла наклона и азимут отражающего участка взволнованной поверхности моря. Для этого получены соответствующие аналитические выражения, которые здесь не приводятся.

Солнечный блик имеет весьма большую яркость, в силу чего изображение его на аэроснимке по плотности сильно отличается от изображения поверхности моря вне зоны блика. Обычно изображение центральной части зоны блика находится далеко в зоне передержек и отдельные элементы изображения сливаются здесь в единое пятно. На краю зоны блика, где площади бликующих элементов становятся меньше площадки, разрешаемой на негативе, оптическая плотность постепенно уменьшается.

Обработка и анализ аэрофотоснимков с изображением зоны блика дает возможность определить крутизну склонов морских волн, максимальные углы наклона волн в момент съемки по бликующим элементам на краю зоны блика (образованными мелкими, капиллярными волнами) и получить поэтому суждение о скорости приводного ветра. Кроме того, могут быть получены также некоторые качественные характеристики морского волнения. Чем более вытянута зона блика, тем волнение ближе к двумерному, причем азимут господствующего направления распространения волн совпадает с линией наибольшей вытянутости зоны блика.

Для определения углов наклона бликующих элементов водной поверхности применяются специальные палетки (например, планисфера В. В. Каврайского). Следует заметить, что, если исключить случаи специального использования изображения блика, описанные выше, чаще всего присутствие на снимке изображения отраженных прямых солнечных лучей ухудшает качество аэрофотога. Поэтому предпринимаются специальные меры (выбор условий съемки, применение поляризационных светофильтров и блендов) для того, чтобы площадь зоны блика на кадре была бы по возможности меньше.

Рассмотрим теперь схематически формирование изображения взволнованной поверхности моря вне зоны блика.

Яркость глубокого моря в этом случае определяется, как уже упоминалось выше, отражением рассеянного света (света неба) водной поверхностью и рассеянием проникшего в воду света толщей морской воды. Отраженная компонента имеет голубовато-белый цвет, рассеянная — сине-зеленый. Очевидно, что яркость элемента водной поверхности будет определяться указанными факторами, а также углом его визирования φ (рис. 3.6).

На рисунке прямоугольниками обозначены площадь кадра P и охватываемая им площадь на поверхности моря. Оптическая ось объектива направлена по отвесной линии, так что снимок является горизонтальным с одинаковым масштабом $m = \frac{H}{f}$ по всему кадру.

Выберем на взволнованной поверхности моря элементарную плоскую площадку единичной площади, наклоненную к горизонту под некоторым углом β . Центром этой элементарной площадки является точка M . Для характеристики положения точек на предметной плоскости E примем плоскую полярную систему координат

нат (ρ, θ) с центром в проекции главной точки снимка на предметную плоскость O . Тогда очевидно, что положения соответственных точек изображения будут определены в системе координат (r, θ) с центром в главной точке снимка o , а $r = \frac{\rho}{m}$.

Отсчет полярного угла θ будем вести от направления полета самолета. Положим также, что освещенность поверхности и опти-

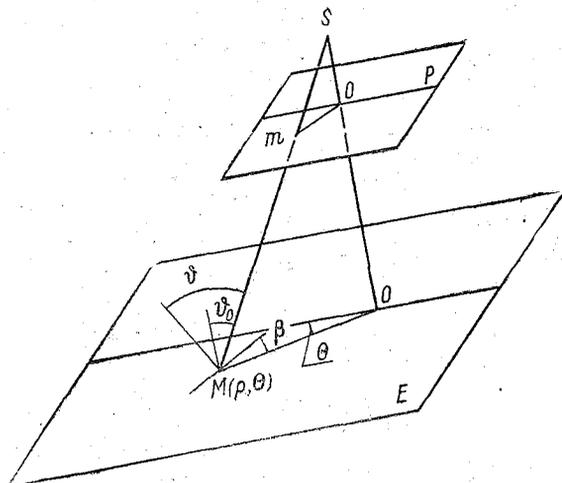


Рис. 3.6. Схема формирования изображения взволнованной поверхности моря вне зоны блика. Плоскость E — ровная поверхность моря, P — плоскость изображения, S — центр проекции.

ческие характеристики морской воды в пределах площади моря, охватываемой кадром, остаются неизменными. Вследствие этого яркости каждой элементарной площадки в нормальном к ней направлении являются в пределах данной площади постоянными, одинаковым будет и угловое распределение яркости. Тогда яркость каждого элемента поверхности B , воспринимаемая объективом АФА, станет зависеть только от угла визирования φ , т. е. угла между нормалью к поверхности единичной площадки и оптическим лучом. Из рис. 3.6 видно, что

$$\varphi(\rho, \theta) = \varphi_0(\rho, \theta) + \beta(\rho, \theta), \quad (3.17)$$

где φ_0 — угол визирования горизонтальной элементарной площадки с координатами (ρ, θ) ; β — угол наклона той же площадки к горизонту.

Освещенность E точек изображения с координатами (r, θ) определяется яркостями соответственных точек объекта съемки, а также светосилой объектива k_c и коэффициентами пропускания

слоя атмосферы и светофильтра T_A^* и T_c^* . Тогда можно записать, что распределение освещенностей по полю кадра будет

$$E(r, \theta) = k_c T_A^* T_c^* B[\vartheta(\rho, \theta)], \quad (3.18)$$

или, учитывая (3.17),

$$E(r, \theta) = k \cdot B[\vartheta_0(\rho, \theta) + \beta(\rho, \theta)]. \quad (3.19)$$

В выражении (3.19) $k = k_c T_A^* T_c^*$. Разложим функцию $B[\vartheta_0(\rho, \theta) + \beta(\rho, \theta)]$ в ряд Тейлора около значения $\vartheta = \vartheta_0$ и ограничимся двумя членами разложения, что возможно из-за малости уклонов крупных гравитационных волн:

$$B[\vartheta_0(\rho, \theta) + \beta(\rho, \theta)] = B[\vartheta_0(\rho, \theta)] + B'[\vartheta_0(\rho, \theta)] \cdot \beta(\rho, \theta). \quad (3.20)$$

Подставим (3.20) в (3.19) и учтем, что вследствие малой величины угла наклона β

$$\beta \approx \text{tg } \beta = \frac{dZ}{d\rho}, \quad (3.21)$$

где Z — ордината волнового склона.

Получим

$$\left(E(r, \theta) = k B[\vartheta_0(\rho, \theta)] + k \cdot B'[\vartheta_0(\rho, \theta)] \frac{dZ(\rho, \theta)}{d\rho} \right). \quad (3.22)$$

Первое слагаемое правой части равенства (3.22) определяет компоненту освещенности изображения, которая плавно изменяется в пределах кадра и является фоном, на котором проявляется действие быстро изменяющейся, флуктуационной компоненты освещенности, представленной вторым членом. Последний состоит из функции $B'(\vartheta_0)$, играющей роль сомножителя, которая также медленно изменяется в пределах кадра, и быстро меняющихся в пространстве уклонов волновых склонов $\frac{dZ}{d\rho}$. Ограничением размера снимка, подбором соответствующего оттенителя или другими способами можно скомпенсировать плавные вариации освещенности, вызванные изменением угла ϑ_0 , и выделить «быстрые» пространственные флуктуации освещенности, определяемые рельефом взволнованной поверхности моря. Таким образом, можно заключить, что изображение взволнованной поверхности моря обусловлено влиянием уклонов морских волн, а пространственные флуктуации освещенности в соответствующем масштабе отображают производную волнового рельефа в направлении визирования. Различные знаки уклонов на наветренном и подветренном склонах волн создают на изображении контрасты освещенности, в результате чего (в пределах разрешающей способ-

ности аэрофотосъемочной аппаратуры) удается различать на снимке отдельные волны. Это обстоятельство позволяет по аэрофотоизображениям взволнованной поверхности моря производить измерения некоторых элементов морских волн и определение статистических характеристик полей волнения.)

Наиболее просто по аэрофотоснимкам определяются длины волн. При хорошо выраженной системе волн непосредственно можно измерить длины отдельных волн, а из ряда измерений получить значения наибольшей, наименьшей и средней длины волны и построить кривую обеспеченности длин волн.)

Измерение длин волн производится или простейшими инструментами — измерителем и линейкой или при наличии мелкокаштановых снимков с помощью измерительной лупы и измерительного микроскопа. Применяют также для этих целей фотометрирование негативов с помощью микрофотометра. (Расстояние между соседними максимумами или минимумами оптической плотности и будут равны длине морской волны в масштабе снимка.)

Средние и экстремальные значения длин волн можно определить путем массовых измерений длин отдельных волн и проведением соответствующих расчетов и выборки из полученного ряда измерений. Массовые измерения производятся по нескольким параллельным профилям, проводимым, как правило, вдоль волновых лучей на снимке, т. е. перпендикулярно фронту волн. Такую операцию легко осуществить, если имеется только одна четко выраженная система волн.

В тех случаях, когда на аэроснимке наблюдается несколько систем волн и в силу этого измерение длин волн каждой системы оказывается затруднительным, целесообразно разделять изображения волн на отдельные системы. Такое разделение можно осуществить визуально, рассматривая снимок таким образом, чтобы его плоскость была почти параллельна лучу зрения. Поворачивая снимок, можно найти такое положение изображения волн интересующей нас системы по отношению к глазу, когда их гребни выделяются из совокупности других изображений более четкими линиями. Тогда профиль, вдоль которого должны производиться измерения длин волн, прочерчивается перпендикулярно лучу зрения. Так же поступают и при наличии нескольких систем волн.

Существуют технические приемы разделения систем волн. К ним, например, принадлежит пересъемка аэроснимка со «смазом» (сдвигом) изображения вдоль гребней интересующей нас системы волн. Тогда гребни этой системы волн будут выглядеть в виде четких линий, в то время как изображения волн другой системы окажутся смазанными и расплывчатыми.

Существенными недостатками ручного метода измерений длин волн являются его субъективность и практическая невозможность использования всей информации, содержащейся на аэрофотоснимке. Эти недостатки полностью устраняются, если обработку

снимка и определение плановых характеристик волн производить дифракционным методом.

Идея дифракционного метода заключается в том, что плановый снимок взволнованной поверхности моря рассматривается как естественная дифракционная решетка, характеристики которой определяются путем анализа создаваемой ею дифракционной картины.

Для получения дифракционной картины от аэронегатива используется специальная установка, например, разработанная Лабораторией аэрометодов АН СССР, схема которой изображена на рис. 3.7.

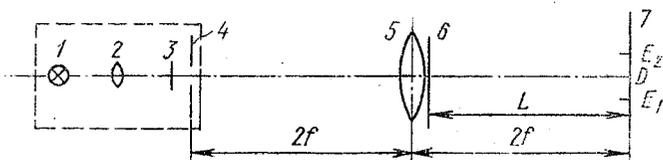


Рис. 3.7. Схема устройства дифракционной установки.

Длиннофокусный объектив 5 дает в плоскости экрана 7 изображение D круглого отверстия 4 с диаметром около 0,5 мм. Отверстие 4 освещается с помощью источника света 1 и линзы 2. Светофильтр 3 выделяет какую-либо спектральную линию (в данном случае $\lambda = 0,546$ мкм). Если за объективом 5 поместить аэронегатив 6 с изображением взволнованной поверхности моря, то в плоскости экрана 7 получится дифракционная картина, которую можно наблюдать визуально или фотографировать. Если бы дифракционная решетка 6 была идеальной, то дифракционная картина (полученная в пучке сходящихся лучей) на экране 7 изобразилась в виде яркого центрального пятна в точке D и двух симметрично расположенных первых дифракционных максимумов в точках E_1 и E_2 .

Если измерить расстояния $DE_1 = DE_2 = k$ и учесть удаление экрана 7 от дифракционной решетки 6 — L , то период решетки d может быть определен по формуле

$$d = \frac{\lambda \cdot L}{k} \quad (3.23)$$

Внешне аэроснимок морского волнения сильно отличается от правильной решетки, но тем не менее обнаруживается периодичность изображенных на нем элементов, что позволяет рассматривать его как несовершенную дифракционную решетку. Вследствие искажений периодичности штрихов и их нелинейности, а также других «дефектов» на несовершенной дифракционной решетке, являющейся аэрофотонегативом взволнованной поверхности моря, дифракционная картина от нее будет иметь более раз-

мый и сложный вид, чем описанный выше. Максимумы и центральное пятно окажутся расплывчатыми и будут иметь достаточно большие размеры. Если на снимке зафиксировано несколько систем волн, то на дифракционной картине будет наблюдаться столько же пар первых дифракционных максимумов, причем углы между линиями, соединяющими каждую пару максимумов, характеризуют угловые отклонения направления распространения отдельных систем волн.

Определяя по формуле (3.23) период дифракционной решетки, можно тем самым оценивать длину морских волн в масштабе снимка, т. е. считать, что $d = \frac{\Lambda}{m}$, где Λ — длина морской волны,

m — знаменатель масштаба снимка.

Дальнейшее развитие дифракционного метода с учетом современного спектрального подхода к описанию морского волнения привели к созданию методов и аппаратуры для обработки и анализа аэрофотоснимков, позволяющих получать уже практически исчерпывающую информацию о морфологии взволнованной поверхности моря.

Статистическая теория морского волнения исходит из того, что мгновенная картина взволнованной поверхности моря представляет собой случайное поле неоднородностей (возвышений и ям). Для количественного описания такого поля применяются или пространственная корреляционная функция, или пространственный спектр.

Корреляционная функция $K_z(\rho)$ характеризует статистическую (вероятностную) связь ординат двух точек взволнованной поверхности моря, находящихся друг от друга на расстоянии ρ . При изменении ρ величина $K_z(\rho)$ также меняется. Для какого-либо фиксированного значения $\rho = \rho_1$ $K_z(\rho_1)$ представляет собою коэффициент корреляции между ординатами волнового профиля точек, находящихся друг от друга на расстоянии ρ_1 . При $\rho = 0$ $K_z(0)$ превращается в дисперсию амплитуд морских волн, характеризующую, как известно, их энергию.

Спектральный метод описания морского волнения предполагает, что в данном районе в определенный момент времени существует совокупность правильных синусоидальных волн с самыми различными длинами Λ (от самых малых до самых больших), амплитудами и фазами. Все волны, имеющие одну определенную длину, образуют группу волн, называемую спектральной компонентой. Очевидно, что если снимок отображает достаточно большую акваторию взволнованной поверхности моря, в одну спектральную компоненту попадает большое число волн с различными амплитудами.

Для нахождения спектральных характеристик применяют гармонический анализ. Каким-либо образом, например, путем фильтрации, из общей совокупности волн, представленных на снимке,

выделяются волны, принадлежащие одной спектральной компоненте. Амплитуды этих волн возводятся в квадрат и осредняются.

Таким образом, для одной спектральной компоненты формируется одна величина, называемая спектральной плотностью и характеризующая среднюю энергию данной спектральной компоненты. Одна спектральная компонента от другой отличается длиной составляющих ее волн Λ или, как принято, пространственной частотой $\kappa = \frac{2\pi}{\Lambda}$. Спектральную плотность обозначают $S_Z(\kappa)$,

где индекс Z указывает на то, что эта величина характеризует ординаты волн спектральной компоненты.

Построив график распределения спектральных плотностей $S_Z(\kappa)$ по различным пространственным частотам κ , получим в наглядном виде спектр волнения, который полностью аналогичен по своей физической сущности электромагнитному спектру или спектру света.

Таким образом, энергетический спектр волнения $S_Z(\kappa)$ характеризует распределение энергии волнения или дисперсии амплитуд по спектральным компонентам или по пространственным частотам κ . Легко видеть, что если мы просуммируем спектральные плотности всех компонент от κ_{\min} до κ_{\max} (строго говоря от 0 до ∞), то получим величину, характеризующую общую энергию волнового поля, т. е.

$$S_Z = \int_0^{\infty} S_Z(\kappa) d\kappa, \quad (3.24)$$

которая также является дисперсией амплитуд.

Из предыдущего вытекает, что

$$K_Z(\theta) = S_Z. \quad (3.25)$$

Следует заметить, что рассмотренный подход является весьма упрощенным. В действительности, если определять длину отдельных волн Λ (и соответственно κ) по снимку, то их значения будут зависеть от того, по какому направлению мы выберем профиль относительно, например, фронта основной системы волн. Если длины волн определять по направлению нормали к фронту волн, то распределение волн по пространственным частотам κ окажется одним, если профиль выбрать вдоль фронта, то это распределение будет другим. Это обстоятельство заставляет вводить в число аргументов спектральной функции, кроме κ , еще и угол θ , отсчитываемый от направления распространения волн. Таким образом, более полной характеристикой является не одномерный спектр $S_Z(\kappa)$, а двумерный спектр $S_Z(\kappa, \theta)$.

Естественно, что кроме энергетического спектра $S_Z(\kappa, \theta)$, характеризующего поле возвышений (квадратов амплитуд волн) взволнованной морской поверхности, можно определять спектры

и других параметров волнения, например уклонов волн или просто амплитуд. Обозначив через α уклон волны, т. е. (см. (3.21))

$$\alpha = \operatorname{tg} \beta = \frac{dZ}{d\rho}, \quad (3.26)$$

можно получить спектр уклонов $S_\alpha(x, \theta)$, который определяет изменение среднего квадрата уклона волн в зависимости от x и θ .

Таким образом, можно утверждать, что корреляционные функции описывают поле волнения в пространстве длин волн, а пространственные спектры — в области пространственных частот. Спектры и корреляционные функции однозначно связаны между собой интегралом или преобразованием Фурье, т. е.

$$K_Z(\rho) = \int_0^\infty S_Z(x) e^{ix\rho} dx, \quad (3.27)$$

которое называется прямым преобразованием, или

$$S_Z(x) = \frac{1}{2\pi} \int_0^\infty K_Z(\rho) e^{-ix\rho} d\rho, \quad (3.28)$$

известного под названием обратного преобразования.

Проанализируем с рассмотренных позиций действие установки для получения дифракционной картины (рис. 3.7) и формулу (3.23). Обратим внимание на то, что в установке для получения дифракционной картины отсутствуют устройства, с помощью которых определяются энергетические характеристики света до и после прохождения им аэронегатива. С ее помощью изучаются только геометрические соотношения между периодом дифракционной решетки и характерными размерами получающейся дифракционной картины, т. е. устанавливается связь между d и k (см. (3.23)). При этом d получается обратно пропорциональным величине k . Эта зависимость наводит на мысль, что здесь осуществляется переход из области длин волн в область пространственных частот. В самом деле, если считать, что период дифракционной решетки пропорционален длине волны $\Lambda \left(d = \frac{\Lambda}{m} \right)$, где m — знаменатель масштаба снимка), то из (3.23) получим

$$k = m \frac{L \cdot \lambda}{\Lambda}. \quad (3.29)$$

Учитывая, что пространственная частота $\kappa = \frac{2\pi}{\Lambda}$, из равенства (3.29) будем иметь

$$\kappa = \frac{2\pi}{mL\lambda} k, \quad (3.30)$$

где $\frac{2\pi}{mL\lambda}$ выступает как масштабирующий множитель.

Таким образом, измеряя на экране дифракционной установки расстояние между центральным световым пятном и первым максимумом, тем самым можно определить (в некотором масштабе) пространственную частоту морских волн, а по ней уже вычислить и соответствующую ей длину волны. С этой точки зрения становится понятным размытость первых максимумов на экране, когда в установку ставится аэронегатив с изображением морского волнения. Наличие многих спектральных компонент волнения и их угловое распределение обуславливают появление множества частных первых дифракционных максимумов, располагающихся на различных удалениях от центрального пятна и на различных направлениях.

В настоящее время созданы более совершенные установки для анализа изображений взволнованной поверхности моря. Кроме геометрических соотношений в этих установках определяется и распределение интенсивности света в плоскости экрана. Основная сложность при создании таких установок состоит в том, что для освещения негатива необходимо применять монохроматический пучок света с равномерным распределением интенсивности по поперечному сечению пучка. Для этой цели вместо осветителя, малого круглого отверстия и светофильтра сейчас применяются лазеры. В остальном установка для анализа изображений взволнованной поверхности моря принципиально не отличается от дифракционной установки, описанной выше. Оказывается, что действие такой установки выражается в гармоническом анализе изображения взволнованной поверхности моря, а фиксирование распределения интенсивности света (освещенности) в плоскости экрана дает возможность, согласно соотношению (3.22), получить двумерный спектр уклонов морского волнения. Доказано также, что спектр уклонов связан со спектром возвышений соотношением

$$S_Z(\kappa, \theta) = \kappa^{-2} S_a(\kappa, \theta), \quad (3.31)$$

что открывает возможность определения с помощью рассматриваемой установки и энергетических характеристик волнения.

Итак, применение специальных установок для гармонического анализа фотоизображений взволнованной морской поверхности позволяет получать двумерный спектр волнения и многие параметры морского волнения. С их помощью можно определить

уклоны и амплитуды (а следовательно, и высоты) волн любой спектральной компоненты, т. е. любой длины волн, отображенных на снимке. Суммируя определенным образом характеристики отдельных спектральных компонент с учетом их углового распределения, можно получить также интегральные параметры (среднюю и экстремальные длины, высоты и уклоны волн и т. п.).

По одиночному аэрофотоснимку невозможно непосредственно определить скорости распространения волн. В прибрежной зоне в их целях можно применить пару перекрывающихся снимков маршрута съемки. Для этого на обоих снимках надо опознать идентичные волны и определить их отстояния от каких-либо изобразившихся на обоих снимках неподвижных объектов. Вычислив разность этих отстояний и зная промежуток времени между моментами экспонирования снимков, легко найти скорость распространения волн. В открытом море неподвижные объекты могут имитироваться искусственно созданными пятнами подкрашенной воды.

В целях определения характеристик морского волнения находит применение и стереофотосъемка взволнованной поверхности моря. Поскольку взволнованная поверхность моря является подвижным объектом, для последующего создания стереомодели необходимо при съемке обеспечить синхронность фотографирования определенного участка моря с двух точек, отстоящих друг от друга на расстоянии, равном некоторому базису.)

Решение этой задачи может производиться как с одного самолета, так и с двух самолетов. При стереофотосъемке волнения с одного самолета АФА располагаются в крыльях. Тогда базис съемки составляет величину 20—30 м. Чтобы обеспечить точность стереоизмерений высота полета должна быть не более 100—200 м. Для того, чтобы статистическая совокупность зафиксированных на снимках волн была бы достаточно представительной, необходимо применять широкоугольные и сверхширокоугольные объективы.

Как правило, съемка с одного самолета проводится в масштабе $1:1000 \div 1:3000$ с 90—95% перекрытием снимков. Поскольку при стереофотосъемке с одного самолета высота фотографирования в силу необходимости ограничивается размерами базиса съемки и, следовательно, на снимках изображается сравнительно небольшой участок акватории моря, число стереопар должно быть большим, что сильно увеличивает объем стереофотограмметрических работ.

В случае съемки с двух самолетов ограничения в высоте полета отпадают и обычно базис стереофотосъемки выбирается таким, чтобы обеспечить при заданном масштабе съемки (обычно $1:5000 \div 1:15000$) 60% перекрытие снимков. Существенными требованиями, обеспечивающими точность определений превышений ординат взволнованной поверхности, являются сохранение по-

стоянства размеров базиса съемки, высоты полета и синхронизация работы АФА на обоих самолетах.

Расстояние между самолетами может контролироваться с помощью дальномера (в качестве которого может применяться навигационный прицел), высота полета — с помощью радиовысотомера. Для синхронизации работы АФА применяется специальный прибор-радиосинхронизатор, передающая часть которого устанавливается на ведущем самолете, а приемная — на ведомом.

Во всех случаях стереофотосъемки волнения изображение на снимках зоны блика в солнечную погоду является существенной помехой, нарушающей стереомодель. Поэтому выбором условий съемки или применением бленд и поляризационных светофильтров по возможности уменьшают размеры зоны блика на снимках. Стереофотограмметрическая обработка материалов воздушной стереофотосъемки волнения ведется обычным способом с использованием стереоизмерительных приборов. При этом элементы внешнего ориентирования снимков определяются относительно морской поверхности считая, что, несмотря на наличие волнения, она всегда должна оставаться близкой к уровенной поверхности. Определение превышений и плановых размеров морских волн ведется по профилям, намеченным на снимках. Через заданные расстояния на профилях определяются превышения точек волнового рельефа. Затем точки перекальваются на кальку и соединяются горизонталями через 0,5 м. Таким образом получается планшет поверхности моря с изображенным на нем мгновенным рельефом взволнованной поверхности моря.

Следует отметить, что полная стереофотограмметрическая обработка стереопар взволнованной поверхности моря весьма трудоемка и применяется для наиболее важных для исследования участков моря.

§ 3.5. ПРИМЕНЕНИЕ АЭРОФОТОСЪЕМКИ ДЛЯ ОПИСАНИЯ ЛЕДОВОЙ ОБСТАНОВКИ

(При фотографировании льда с самолета получается изображение ледовых объектов в море с большой точностью, с правильной передачей тональных соотношений и фиксации очень мелких деталей ледовой обстановки. Путем повторных аэрофотосъемок состояния и распределения ледяного покрова в данном районе можно проследить динамику ледовых процессов (дрейф льда, деформацию ледовых дорог и т. п.). Однако аэрофотосъемка является сравнительно дорогостоящим средством наблюдений и, главное, не обеспечивающим регулярность, систематичность наблюдений во времени вследствие сильной зависимости от неблагоприятных условий (темное время суток, наличие облачности, плохая видимость и т. п.). Поэтому она используется для решения специальных задач исследования ледяного покрова.)

Для исследования ледяного покрова может использоваться как плановая, так и перспективная аэрофотосъемка, как съемка одиночными кадрами, так и стереофотосъемка. Существенным фактором, определяющим возможность и успешность дальнейшего использования материалов аэрофотосъемки ледяного покрова, является точная географическая привязка каждого аэрофотоснимка. Поэтому при проведении аэрофотосъемки необходимо обеспечить точное самолетовождение, используя по возможности радионавигационные или радиогеодезические системы.

Установление вида съемки и задание масштаба и, соответственно, высоты полета самолета определяются задачами исследований.

Основной задачей разовой аэрофотосъемки ледяного покрова является определение положения кромки льда, сплоченности, форм льда, степени его разрушенности, структуры поверхности. Получение этих характеристик достигается при дешифрировании аэрофотоснимков, которое состоит в обнаружении и распознавании исследуемых объектов, установлении их качественных и количественных характеристик и взаимосвязей.

Дешифрирование основывается на использовании демаскирующих признаков. У различных форм льда существуют довольно устойчивые демаскирующие признаки, по которым прямым или косвенным образом можно отличить одну форму льда от другой и установить их количественные характеристики, а также судить о связи ледовых образований друг с другом и окружающей средой. Демаскирующие признаки разделяются на прямые и косвенные.

Прямые демаскирующие признаки позволяют непосредственно обнаружить и опознать те или иные формы ледовых образований. К прямым признакам относятся форма и размер ледового объекта, его тон и цвет, характер поверхности, рисунок изображения. В последнем различают структуру изображения, т. е. набор форм, размеров, тонов или цветов и цветовых оттенков, и текстуру изображения, т. е. пространственное расположение элементов структуры, их взаимное сочетание.

Форма изображения видимого объекта является весьма устойчивым демаскирующим признаком. Размер изображения ледового объекта используется как признак, позволяющий опознать исследуемую форму льда при условии, что величина предмета превышает разрешающую способность снимка и известен масштаб изображения.

Если имеются предварительные косвенные данные о состоянии ледовых объектов в момент съемки и учтены условия фотографирования, важным демаскирующим признаком является тон изображения. Особенно большую пользу он приносит при распознавании возрастных характеристик льда (чем моложе лед, тем он темнее и наоборот). Рисунок изображения отражает различные формы льда, его наложения, степень торосистости и разрушен-

ности льда. Так, например, зернистая структура свидетельствует о ледовых образованиях малых поперечных размеров, слегка холмистый характер поверхности льда может рассматриваться как признак многолетнего льда, а наличие волнообразной поверхности льда в виде параллельных гряд как признак шельфового льда.

Дешифрирование перспективных снимков осуществляется проще, чем плановых, несмотря на большее искажение формы предметов. Это объясняется тем, что человеческому глазу более привычным является рассмотрение предметов в перспективе. Однако здесь появляется опасность заниженной оценки сплоченности льдов вследствие скрадывания промежутков воды между льдинами, а также степени тористости льда вследствие экранирования более отдаленных неровностей поверхности близлежащими.

Косвенными демаскирующими признаками являются гидрометеорологические условия, влияющие на состояние ледового объекта (температура воздуха и воды, ветер, состояние поверхности свободного от льда моря и т. п.).

Для облегчения распознавания на аэрофотоснимках ледовых объектов созданы специальные таблицы, в которых приведены прямые и косвенные демаскирующие признаки, присущие каждой форме льдов. Такие таблицы можно найти в специальных руководствах и пособиях по аэрофотосъемке льдов. Здесь они не приводятся из-за ограниченности объема учебного пособия.

Определение размеров ледовых образований производится посредством измерения их изображений с использованием фотограмметрического и стереофотограмметрического методов. Широко применяется также для определения высоты айсбергов, несяков, торосов и т. д. метод, основанный на измерении длины тени предмета. Для планового снимка зависимость между высотой предмета и длиной образуемой им тени выражается формулой

$$h = dm \operatorname{tg} h_{\odot}, \quad (3.32)$$

где h — высота предмета; d — длина тени на снимке; m — знаменатель численного масштаба снимка; h_{\odot} — высота Солнца.

Исследования динамических характеристик ледовых процессов осуществляются путем проведения повторных аэрофотосъемок одного и того же района, аналогично тому, как определяются поверхностные течения. В этом случае в роли поплавков выступают дрейфующие льды. При необходимости льдины маркируются красителем, сбрасываемым в виде раствора в колбах с самолета. Основными трудностями в процессе исследования дрейфа льдов являются установление стабильной системы отсчета для определения вектора пути, пройденного льдиной, а также промежутка времени между последовательными аэросъемками района. Для достижения требуемой точности определения модуля вектора дрейфа необходимо, чтобы длина его на изображениях была бы достаточно большой. Добиться этого можно выбором интервала между

последовательным фотографированием исследуемого участка моря на основе предварительных приближенных сведений о возможной величине дрейфа.

Необходимо отметить, что в последнее время аэрофотоснимки льдов стали подвергать гармоническому анализу аналогично тому, как это описано в § 3.4, и получать спектральные характеристики ледяного покрова.



Глава 4. ИНФРАКРАСНЫЕ МЕТОДЫ ЗОНДИРОВАНИЯ ОКЕАНА

(Невозможность получения данных о физическом состоянии океанологических объектов с помощью методов дистанционного зондирования, использующих видимый участок электромагнитного спектра, стимулировала обращение к другим диапазонам длин волн. В частности, еще в 20 гг. текущего столетия были приняты первые опыты по созданию аппаратуры, работающей в инфракрасном диапазоне электромагнитных волн, и применению этой аппаратуры для дистанционного исследования подстилающей поверхности.) В дальнейшем, начиная с 50 гг., исследования по использованию инфракрасной аппаратуры для дистанционного определения параметров подстилающей поверхности, в том числе и поверхности океана, начали развиваться быстрыми темпами. Особенно большой вклад в этом направлении внесли исследователи ЛО ГОИНа, ААНИИ, ГГО им. А. И. Воейкова. (К настоящему времени инфракрасный метод зондирования океана по степени разработанности и широте практического применения занимает одно из первых мест в ряду прочих дистанционных методов.) Можно утверждать, что он уже вышел из экспериментальной стадии и превратился в производственный способ получения океанологической информации.

(С помощью пассивной инфракрасной аппаратуры, установленной на летательных аппаратах, можно удобно, быстро и с большой точностью получать данные о температуре поверхности океанологических объектов на значительных акваториях в любое время суток.) Дальнейшая обработка и анализ температурных характеристик позволяют расширять количество видов получаемой океанологической информации, представляющих интерес для океанологической науки и практики. (Так, в частности, в последние годы доказана возможность применения инфракрасной аппаратуры для определения толщины ледяного покрова.)

(Наряду с пассивными инфракрасными методами начинает применяться и активная инфракрасная аппаратура. Имеются сведения об успешных опытах использования инфракрасных лазеров для дистанционного обнаружения нефтяных загрязнений вод океанов и морей.)

§ 4.1. ПРИРОДНЫЕ УСЛОВИЯ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ПАССИВНОЙ ИНФРАКРАСНОЙ АППАРАТУРЫ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК ОКЕАНОЛОГИЧЕСКИХ ОБЪЕКТОВ

Как известно, действие пассивной дистанционной аппаратуры основано на использовании естественного излучения исследуемого объекта. Рассмотрим с этой точки зрения естественное инфракрасное излучение океанологических объектов (поверхности воды, льда, снега).

Если рассчитать с помощью формулы Планка (1.32) излучение абсолютно черного тела (АЧТ) при температурах от 240 К до 300 К (т. е. в диапазоне температур от -33 до $+27^\circ\text{C}$, характерных для экстремальных тепловых состояний океанологических объектов), то максимальные значения спектральных плотностей мощности излучения будут лежать в пределах длин волн 12,1—9,5 мкм и составлять величины $1,03 \cdot 10^{-3}$ и $3,14 \cdot 10^{-3}$ Вт/см² мкм соответственно. Свыше 99% мощности излучения приходится на спектральную область от 4 до 40 мкм, а в области длин волн 8—13 мкм сосредоточено 35% всей мощности излучения.

Спектральная плотность мощности излучения (в дальнейшем будем употреблять просто — спектральная плотность излучения) океанологических объектов m_{λ, T_0} будет меньше спектральной плотности излучения АЧТ m_{λ, T_0} во столько раз, во сколько величина спектральной излучательной способности ϵ_λ будет меньше единицы, т. е.

$$m_{\lambda, T_0} = \epsilon_\lambda \cdot m_{\lambda, T_0}^{\text{АЧТ}}, \quad (4.1)$$

где $\epsilon_\lambda < 1$, T_0 — температура поверхности океанологического объекта.

Теоретические и экспериментальные исследования позволили установить величины спектральных излучательных способностей океанологических объектов. Так, для спокойной морской поверхности при наблюдении ее в надир ϵ_λ для диапазона длин волн от 8 до 14 мкм изменяются от 0,983 до 0,959 и имеют максимум на длине волны $\lambda = 11$ мкм, равный 0,993. Спектральная излучательная способность льда при температуре его -10°C в диапазоне длин волн от 8 до 14 мкм изменяется от 0,992 до 0,93, диапазон изменения ϵ_λ снега при температуре -7°C составляет в том же диапазоне длин волн величину $0,99 \div 0,82$. Следует заметить, что исследования, проведенные различными авторами, дают расходящиеся между собой значения ϵ_λ . Выше приведены данные, характеризующие наибольшие интервалы изменения этой величины (для льда и снега) и принимаемое в практических расчетах значение ϵ_λ для морской поверхности. Из анализа величин спектральных излучательных способностей океанологических объектов можно заключить, что в инфракрасной области спектра радиационные характеристики океанологических объектов близки к радиационным характеристикам АЧТ, т. е. они обладают высокой степенью чер-

ноты. Это явление позволяет применять для описания закономерности излучения закон Ламберта (1.22) и легко связывать между собой спектральную яркость b_λ и спектральную плотность излучения m_λ .

В дополнение к сказанному следует отметить, что, по имеющимся данным, величина излучательной способности морской поверхности изменяется от температуры и солености воды и степени волнения. При сильном волнении наличие барашков, пены и образование брызг в воздухе приводит к увеличению излучательной способности морской поверхности.

Формирование инфракрасного (теплого) излучения моря происходит в очень тонком поверхностном слое, который носит название поверхностной пленки. Толщина поверхностной пленки в диапазоне 8—14 мкм составляет величину около 0,02 мм. То же относится ко льду и снегу. Инфракрасное (ИК) излучение ледяного и смежного покровов создается тонким приповерхностным слоем толщиной от 0,003 до 0,184 мм в зависимости от спектрального интервала. Тот факт, что ИК-излучение морской поверхности создается поверхностной пленкой, обуславливает особый термический режим последней, отличающийся от температурных характеристик нижележащих слоев воды. В самом деле, тепловой баланс поверхностной пленки определяется эффективным ИК-излучением поверхности моря (разностью между длинноволновыми излучениями поверхности моря и атмосферы), потерями тепла на испарение, теплообменом с атмосферой и с нижележащими слоями воды. Исследования показывают, что теплообмен поверхностной пленки с нижележащими слоями воды мал, а остальные факторы чаще всего имеют положительные значения. Все это приводит к тому, что температура поверхностной пленки в подавляющем числе случаев оказывается меньше температуры нижележащих слоев, т. е. пленка является, как правило, холодной. Разность температур пленки и воды на глубине около 0,5 м может достигать нескольких десятых долей градуса и даже нескольких градусов. Кроме того, эта величина подвержена суточным колебаниям как по величине, так и по знаку.

При прохождении ИК-излучения от поверхности океана до того уровня, на котором расположен измерительный инфракрасный прибор (т. е. до высоты полета летательного аппарата), оно подвергается поглощению и рассеянию газами атмосферы, жидкими и твердыми частицами, находящимися во взвешенном состоянии. Если размеры взвешенных частиц соизмеримы с длиной волны излучения или больше нее, то поглощение и рассеяние ИК-радиации столь велико, что измерения проводить становится невозможным. Поэтому при наличии облачности и осадков инфракрасная аппаратура не может использоваться для определения океанологических параметров — гидрометеоры непрозрачны для ИК-излучения.)

Основными газами атмосферы, поглощающими ИК-радиацию, являются водяной пар, углекислый газ и озон. Влиянием остальных газов атмосферы можно пренебречь.

Поглощение ИК-излучения указанными газами атмосферы является избирательным, селективным. Имеются участки длин волн, где спектральный коэффициент пропускания T_λ^* практически равен нулю и, наоборот, где он близок к единице. Участки спектра, где T_λ^* приближается к нулю, называются полосами поглощения, а где он близок к единице и атмосфера прозрачна для ИК-излучения, носят название окон прозрачности. Окна прозрачности образуются в тех интервалах длин волн, куда не попадают полосы поглощения водяного пара и углекислого газа. Наличием полос поглощения озона в том случае, когда высота полета летательного аппарата не превосходит $8 \div 10$ км, можно пренебречь, поскольку основная масса озона сосредоточена на больших высотах. Окнами прозрачности атмосферы для ИК-излучения являются интервалы длин волн 0,95—1,05; 1,2—1,3; 1,5—1,8; 2,1—2,4; 3,3—4,2; 4,5—5,1; 8—13 мкм. Следует заметить, что абсолютного пропускания ИК-радиации в окнах прозрачности не наблюдается, т. е. коэффициент пропускания здесь не точно равен единице, а несколько меньше ее. Это явление обусловлено поглощением ИК-излучения крыльями соседних полос поглощения водяного пара и углекислого газа. Величина поглощения в окнах прозрачности поэтому определяется концентрацией этих газов в столбе воздуха от поверхности воды до уровня измерений ИК-излучения и меняется в зависимости от метеорологических условий.

В соответствии с законом Кирхгофа атмосфера как поглощающая среда сама является источником инфракрасного излучения. Спектральная плотность излучения m_{λ, T_a}^a атмосферы зависит от температуры ее T_a , а также от оптической излучательной способности ϵ_λ^a , величина ее может быть определена по формуле, аналогичной (4.1),

$$m_{\lambda, T_a}^a = \epsilon_\lambda^a \cdot m_{\lambda, T_a}^0 \quad (4.2)$$

Значение спектральной излучательной способности атмосферы ϵ_λ^a , как известно, численно равно спектральному коэффициенту поглощения α_λ^a , который связан со спектральным коэффициентом пропускания T_λ^* зависимостью

$$\alpha_\lambda^a = 1 - T_\lambda^* = \epsilon_\lambda^a \quad (4.3)$$

Таким образом, в полосах поглощения ($T_\lambda^* \rightarrow 0$) атмосфера будет излучать почти как абсолютно черное тело, в то время как в окнах прозрачности ($T_\lambda^* \rightarrow 1$) m_{λ, T_a}^a будет гораздо меньше.

Складываясь с уходящей с поверхности моря инфракрасной радиацией, излучение атмосферы будет попадать в приемник инфракрасной измерительной аппаратуры и искажать ее показания. Естественно, что эти искажения будут наименьшими в окнах прозрачности.

§ 4.2. ПРИНЦИПЫ ДЕЙСТВИЯ И УСТРОЙСТВА ИНФРАКРАСНОЙ ПАССИВНОЙ АППАРАТУРЫ

Инфракрасные пассивные измерительные приборы измеряют величину энергетической яркости подстилающей поверхности B_{λ} и носят название инфракрасных радиометров. Путем преобразования сигнала, пропорционального величине энергетической яркости, осуществляемого в схеме измерительного прибора, и последующей обработки показаний инфракрасного радиометра удается получить данные о температурных характеристиках исследуемой поверхности. Поэтому иногда ИК-радиометры называют также радиационными термометрами.)

Принцип получения данных о температуре поверхности океанологических объектов по результатам измерения их энергетической яркости основывается на использовании законов теплового излучения и рассмотренных выше особенностей инфракрасного излучения этих объектов.

Однако обратимся прежде к вопросу о выборе рабочего интервала длин волн, который может быть использован для проведения инфракрасных измерений. Этот интервал должен обеспечить выполнение следующих условий:)

— величина принимаемого лучистого потока должна быть настолько большой, чтобы его мог фиксировать прибор, не обладающий высокой пороговой чувствительностью;

— влияние атмосферы должно быть минимальным;

— возможность проведения измерения в любое время суток.

Наилучшим образом указанным условиям удовлетворяет интервал длин волн 8—12 мкм. В самом деле, спектральная плотность излучения океанологических объектов здесь максимальна, в этом участке спектра имеет место широкое окно прозрачности атмосферы. Кроме того, коэффициенты отражения морской поверхности в диапазоне длин волн 8—12 мкм имеют наименьшие значения, что обеспечивает проведение измерений в любое время суток, поскольку отраженная солнечная радиация не будет создавать заметных помех.

Перейдем теперь к рассмотрению пути, который ведет к определению температурных характеристик.

Простая и очевидная связь температуры излучающей поверхности и интегральной энергетической яркости B_T вытекает из

совместного применения законов Стефана—Больцмана, Ламберта, Кирхгофа

$$B_{T_0} = \frac{\varepsilon \sigma}{\pi} T_0^4, \quad (4.4)$$

где ε — интегральная излучательная способность исследуемой поверхности; σ — постоянная излучения; T_0 — термодинамическая температур излучающей поверхности.

Поэтому измерив B_{T_0} и зная ε , легко вычислить искомую величину T_0 .

Написав выражение (4.4) применительно к абсолютно черному телу ($\varepsilon=1$), получим

$$B_{T_p}^0 = \frac{\sigma}{\pi} T_p^4, \quad (4.5)$$

где T_p — температура АЧТ.

Если подобрать такую температуру T_p , чтобы интегральные яркости АЧТ и исследуемой поверхности были бы равны, т. е.

$B_{T_p}^0 = B_{T_0}$, то из формулы (4.4) и (4.5) будем иметь

$$T_p = \sqrt[4]{\varepsilon} T_0. \quad (4.6)$$

Величина T_p носит название радиационной температуры. Исходя из условий ее определения, радиационная температура — это температура АЧТ, при которой интегральная яркость его (и интегральная плотность излучения $M^0 = \pi \cdot B^0$) равна интегральной плотности излучения $M = \pi B$ при ее термодинамической температуре T_0 .

Из формулы (4.6) видно, что радиационная температура реального излучающего тела всегда меньше его термодинамической температуры, поскольку $\varepsilon < 1$. Выражение (4.4) дает точный результат в том случае, когда измерительный прибор воспринимает весь спектр излучения (от $\lambda=0$ до $\lambda=\infty$). Однако выше был определен рабочий интервал длин волн ИК-радиометра, который занимает очень малую часть от всего диапазона электромагнитного излучения. Воспринимаемая ИК-радиометром яркость $B_{\Delta\lambda}$ не является интегральной, а получается путем суммирования спектральной яркости в пределах рабочего интервала длин волн $\Delta\lambda$, т. е.

$$B_{\Delta\lambda, T_0} = \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} b_{\lambda, T_0} d\lambda, \quad (4.7)$$

где $\Delta\lambda = \lambda_2 - \lambda_1$.

Поэтому, строго говоря, применять выражение (4.4) для определения температуры поверхности океана в том случае, когда для этого используются показания ИК-радиометра, нельзя. Положи-

тельного решения рассматриваемой задачи добавляются приближенным путем. Поскольку спектр ИК-излучения океанологических объектов является достаточно узким, считается возможным полагать, что яркость $B_{\Delta\lambda, T_0}$ всегда, независимо от значения температуры их — T_0 , в определенное число раз меньше, чем интегральная яркость B_{T_0} при той же температуре, т. е. что

$$B_{\Delta\lambda, T_0} = k \cdot B_{T_0}, \quad (4.8)$$

где $k < 1 = \text{const}$, а $B_{T_0} = \int_0^{\infty} b_{\lambda, T_0} d\lambda$.

Тогда формула (4.4) преобразуется в соотношение

$$B_{\Delta\lambda, T_0} = k \frac{\varepsilon_{\Delta\lambda} \cdot \sigma}{\pi} T_0^4, \quad (4.9)$$

или, учитывая (4.6),

$$B_{\Delta\lambda, T_p} = \frac{k\varepsilon}{\pi} T_p^4. \quad (4.10)$$

(Соотношения (4.9) и (4.10) являются уже рабочими формулами для определения температуры поверхности океана по показаниям ИК-радиометра. Для применения соотношения (4.9) необходимо знать величину излучательной способности океанологических объектов в рабочем интервале длин волн $\Delta\lambda$, т. е. $\varepsilon_{\Delta\lambda}$. Определение радиационной температуры T_p по (4.10) возможно, естественно, без этого ограничения.)

Как известно, не существует способов непосредственного измерения величин лучистых потоков (а следовательно, и энергетических яркостей). Поэтому для их количественного определения применяются преобразователи лучистой энергии в другие виды энергии, величину которых легко измерить, чаще всего в электрический сигнал. Эти преобразователи носят название приемников излучения.)

В качестве приемников излучения применяются термоэлементы, болометры, фотоэлементы.

Термоэлементы представляют собою спай различных проводников или полупроводников. В каждом термоэлементе имеется два спаев. Если температуры обоих спаев различны, то на выходе термоэлемента возникает электродвижущая сила (ЭДС), которую можно измерять. При применении термоэлементов в качестве приемников излучения один спай помещают в среду с известной и контролируемой температурой, а второй покрывают поглощающим радиацию веществом (например, платиновой чернью, сажей и т. п.) и подвергают воздействию измеряемого лучистого потока. Поглощая радиацию, зачерненный спай нагревается, и на выходе

термоэлемента создается ЭДС, пропорциональная величине лучистого потока, которую легко измерить с помощью электроизмерительного прибора (например, вольтметра).

Болометр представляет собой металлический или полупроводниковый термометр сопротивления с зачерненной поверхностью. При воздействии на болометр лучистого потока температура его вследствие поглощения радиации повышается. Соответственно изменяется и его электрическое сопротивление, которое может быть измерено с помощью неуравновешенных или самоуравновешивающихся мостов Уитстона.

(Фотоэлементы являются приборами, реализующими фотоэлектрический эффект. Возникающая при освещении фотоэлемента потоком радиации сила фототока пропорциональна величине лучистого потока. Измерив силу фототока, можно определить мощность воздействующего на фотоэлемент излучения. Могут применяться и другие приемники излучения, действие которых основано на фотоэлектрическом эффекте, — фотосопротивления, фотокатоды электроннооптических преобразователей и фотоэлектронных умножителей (ФЭУ).)

Термоэлементы и болометры являются неселективными приемниками излучения, фотоэлементы — селективными. Следует заметить, что в ИК-радиометрах преимущественное применение нашли тепловые приемники излучения (термоэлементы и болометры). Фотоэлектрические приемники излучения по ряду причин применяются редко.

Основными характеристиками приемников излучения являются чувствительность Φ (см. (1.16)), пороговая чувствительность и инерционность.

Под пороговой чувствительностью понимается минимальный лучистый поток, который в состоянии обнаружить данный приемник излучения. Пороговая чувствительность определяется уровнем внутренних шумов приемника излучения, т. е. наличием сигнала на выходе его при отсутствии облучения внешними источниками радиации. При прочих равных условиях величина внутренних шумов приемника излучения пропорциональна его абсолютной температуре.

Инерционность приемника излучения есть свойство его реагировать на изменения лучистого потока. Инерционность характеризуется постоянной времени прибора τ_0 . Под последней понимается промежуток времени, в течение которого первоначально существовавшая разность между начальным состоянием приемника излучения в некоторый момент времени (например, температурой болометра T_0) и тем конечным состоянием его, в которое он должен перейти при длительном воздействии скачкообразно изменившегося лучистого потока (например, температурой T_∞), уменьшится в e раз. Другими словами, если, например, до какого то момента времени на болометр воздействовал постоянный лучистый поток Φ_0 , то температура болометра установилась бы на

уровне T_0 . Пусть в момент t_0 величина лучистого потока скачком возросла (или уменьшилась) до значения Φ_1 . Температура болометра начнет изменяться, приспособляясь к новому состоянию среды. После очень длительного воздействия потока Φ_1 температура болометра установится и примет значение T_∞ . В процессе приспособления (адаптации) прибора к новым условиям первоначально существовавшая разность, его состояний $T_\infty - T_0$ будет непрерывно уменьшаться и через большой промежуток времени ($t \rightarrow \infty$) станет равной нулю. За постоянную времени τ_0 принимают такой временной интервал, когда

$$\frac{T_\infty - T_0}{e} = T_\infty - T_{\tau_0}, \quad (4.11)$$

где T_{τ_0} — температура болометра в момент времени $t_0 + \tau_0$; e — основание натуральных логарифмов.

Современные полупроводниковые болометры имеют пороговую чувствительность, доходящую до $\Phi_{\min} = 10^{-8}$ Вт, и постоянную времени τ_0 — несколько миллисекунд. Постоянная времени термоэлементов колеблется от 10^{-2} до 20—30 с.

Структурная принципиальная схема инфракрасного радиометра, которая типична для большинства конструкций подобных приборов, приведена на рис. 4.1.

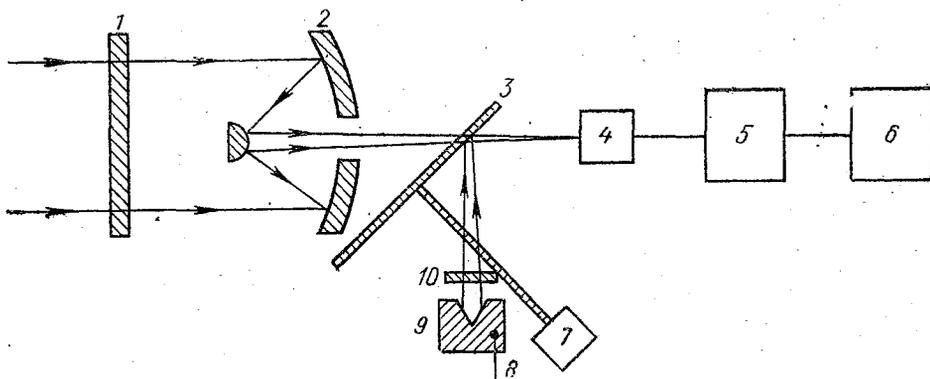


Рис. 4.1. Принципиальная схема инфракрасного радиометра.

Лучистый поток от исследуемой поверхности попадает в ИК-радиометр через входное отверстие, закрытое светофильтром 1, прозрачным для ИК-излучения в пределах рабочего интервала длин волн $\Delta\lambda$, и фокусируется зеркальным объективом 2 на приемник излучения 4. Электрический сигнал от приемника излучения, пропорциональный лучистому потоку, поступает в блок усиления и преобразования 5 и затем фиксируется регистрирующим устройством (индикатором) 6.

Рассмотрим принцип действия описанных блоков ИК-радиометра. Объектив 2 воспринимает, как описано выше, яркость $B_{\Delta\lambda}$ поверхности океана. Освещенность приемника излучения, создаваемая этой яркостью, будет, согласно формуле (2.17),

$$E = k_c \cdot B_{\Delta\lambda}, \quad (4.12)$$

где k_c — светосила объектива с учетом коэффициента пропускания светофильтра.

Чувствительность приемника излучения в соответствии с (1.16) выразится формулой

$$\psi_n = \frac{du}{dE}, \quad (4.13)$$

где u — электрический сигнал на выходе приемника 4. Интегрируя (4.13), получим

$$u - u_0 = \psi_n \cdot E, \quad (4.14)$$

где u_0 — сигнал на выходе приемника излучения при закрытом входном окне ИК-радиометра.

Подставляя в соотношение (4.14) выражения (4.12) и (4.9), получим

$$\Delta u = u - u_0 = k k_c \psi_n \frac{\sigma}{\pi} \epsilon_{\Delta\lambda} \cdot T_0^4. \quad (4.15)$$

Из соотношения (4.15) вытекает, что излучение поверхности океана создает на выходе приемника излучения приращение электрического сигнала $\Delta u = u - u_0$. Оно зависит от температуры поверхности океана T_0 и, кроме того, от u_0 . В свою очередь, величина u_0 , характеризующая уровень внутренних шумов приемника, связана с его температурой $T_{пр}$ и, следовательно, подвержена изменениям. Регулировать $T_{пр}$ и u_0 в реальных условиях наблюдений на самолете трудно.

Таким образом, рассматриваемые блоки ИК-радиометра не в состоянии обеспечить однозначное соответствие между величиной сигнала и температурой излучающей поверхности. Поэтому определить температуру поверхности океанологических объектов с помощью ИК-радиометра, построенного по такой простейшей схеме, практически нельзя. Устранение этой трудности возможно, если ИК-радиометр будет периодически фиксировать известную величину излучения опорного источника и сравнивать возникающий сигнал с сигналом от исследуемого объекта. Для этого в ИК-радиометре применяется макет абсолютно черного тела 9, представляющий собой обычно полость конической формы, зачерненную внутри. Температура макета АЧТ может регулироваться и измеряться с помощью термометра сопротивления 8. Излучение от исследуемой поверхности и от опорного источника макета АЧТ попеременно с помощью модулятора 3 направляется на приемник

излучения 4. В качестве модулятора применяется зеркальный диск с прорезями, вращаемый электродвигателем 7. Перед макетом АЧТ на пути лучей ставится светофильтр 10, идентичный светофильтру 1

Опорный источник испускает излучение, характеризующееся яркостью

$$B_{\Delta\lambda}^{\circ} = k \frac{\sigma}{\pi} \varepsilon_{\Delta\lambda}^{\circ} \cdot T^4, \quad (4.16)$$

где T — температура макета АЧТ; $\varepsilon_{\Delta\lambda}^{\circ}$ — излучательная способность макета АЧТ.

Отражаясь от зеркальной части диска модулятора 3, это излучение попадает на приемник излучения 4 и создает на нем освещенность, равную

$$E^{\circ} = T_{\text{ср}}^* \rho_{\Delta\lambda}^M \cdot B_{\Delta\lambda}^{\circ}, \quad (4.17)$$

где $T_{\text{ф}}^*$ — коэффициент пропускания фильтра 10; $\rho_{\Delta\lambda}^M$ — коэффициент отражения зеркальной части диска модулятора. Воздействуя на приемник излучения, поток от опорного источника создаст на выходе его сигнал (см. (4.14))

$$u^{\circ} - u_0 = \psi_n \cdot E^{\circ},$$

или с учетом соотношений (4.16) и (4.17)

$$\Delta u^{\circ} = u^{\circ} - u_0 = k \frac{\sigma}{\pi} T_{\text{ф}}^* \rho_{\Delta\lambda}^M \psi_n \varepsilon_{\Delta\lambda}^{\circ} T^4. \quad (4.18)$$

Вращение модулятора обуславливает на выходе приемника излучения переменный сигнал (напряжение) с частотой, равной частоте модуляции, и с удвоенной амплитудой, равной разности $\Delta u - \Delta u^{\circ}$ или $u - u^{\circ}$. Такой переменный сигнал усиливается усилителем (с коэффициентом усиления — k_y , а затем детектируется. Учитывая равенства (4.15) и (4.18), в итоге получаем выражение, которое может быть использовано на практике для определения температуры поверхности океана по показаниям ИК-радиометра.

$$k k_y \frac{\sigma}{\pi} \psi_n (k_c \varepsilon_{\Delta\lambda} T_0^4 - T_{\text{ф}}^* \rho_{\Delta\lambda}^M \varepsilon_{\Delta\lambda}^{\circ} T^4) = \gamma N, \quad (4.19)$$

где γ — цена деления регистрирующего прибора; N — показание регистрирующего прибора. Можно подобрать $T_{\text{ф}}^*$ и $\rho_{\Delta\lambda}^M$ таким образом, чтобы $T_{\text{ф}}^* \rho_{\Delta\lambda}^M = k_c$. Тогда (4.19) несколько упростится.

Существует много конструкций ИК-радиометров, которые отличаются друг от друга применением различных типов приемников излучения, расположением модулятора, типом применяемых объективов (линзовые или зеркальные), расположением макета АЧТ и т. п. Некоторые модификации могут вовсе не иметь моду-

ляторов и опорных источников (при применении термоэлементов). В последнем случае один спай термоэлемента термостатируется.

Невозможность точного определения i , соответственно, учета параметров, входящих в (4.19), а также их временных изменений обуславливает необходимость применения в практике измерений не выражения (4.19), а градуировочных графиков.

Градуировочные графики получаются в результате градуировки прибора в лабораторных условиях. Обычно для градуировки используется имитатор морской поверхности в виде ванны с морской водой. Задавая определенную температуру воды в ванне T_i и зная температуру опорного источника излучения — макета АЧТ — T , направляют объектив ИК-радиометра на поверхность воды в ванне и фиксируют показание регистрирующего прибора N_i . Вычисляя $\Delta T_i = T - T_i$ при различных температурах воды T_i в ванне, замечают соответствующие показания самописца N_i , а затем строят график в координатах $(\Delta T, N)$. Линия, соединяющая отдельные градуировочные точки, обычно является прямой.)

В заключение этого раздела приведем основные технические характеристики ИК-радиометра «Мир-3», поступившего в последнее время в гидрометеорологическую службу и используемого для авиасъемки температуры поверхности моря: рабочий диапазон $8 \div 12$ мкм, диапазон измеряемых температур — $15 \div 35^\circ \text{C}$, инструментальная точность измерения — не более $\pm 0,4^\circ \text{C}$, угол зрения объектива — 10° , в качестве приемника излучения используется болометр БКМ-5, постоянная времени прибора составляет 1 с, в качестве регистратора используется электронный потенциометр КСП-4.

Описанный выше тип инфракрасной пассивной аппаратуры — ИК-радиометры используются для получения количественных характеристик температурного поля поверхности океана. При авиасъемке оптическая ось объектива ИК-радиометра направлена в нади́р и фиксируемые им температурные характеристики подстилающей поверхности относятся к узкой зоне вдоль маршрута полета самолета. Ширина этой зоны определяется углом зрения объектива ИК-радиометра и высотой полета самолета. Так, ИК-радиометр «Мир-3» при полете на высоте 300 м обеспечивает ширину зоны порядка 50 м.

Наряду с рассмотренным типом приборов для получения температурного поля поверхности океана могут применяться сканирующие ИК-радиометры, или тепловизоры. Они позволяют освещать широкую полосу на акватории океана по обе стороны от маршрута полета самолета и получать непосредственно тепловые изображения подстилающей поверхности.

Особенностью устройства тепловизоров является качающаяся оптическая система прибора или качающееся зеркало. Качание этих элементов происходит в плоскости, перпендикулярной направлению полета самолета. Объектив тепловизора имеет узкий

угол зрения, который вследствие качания всей оптической системы или зеркала может отклоняться от надира в обе стороны на определенный угол. Поле зрения объектива в процессе качания последовательно «осматривает» узкую полосу акватории моря, располагающуюся перпендикулярно к маршруту полета самолета. Такая полоса называется строкой разложения, а сам процесс — сканированием. Угол, на который отклоняется от надира поле зрения объектива, называется углом сканирования.

При сканировании элементы поверхности моря, обладающие различными энергетическими яркостями и лежащие в пределах строки разложения, последовательно попадают в движущееся поле зрения объектива. Если найти способ регистрации яркостей этих элементов, то можно в результате получить картину распределения яркостей по строке разложения.

Пусть сканирование производится непрерывно в процессе полета самолета. Тогда, осматривая подстилающую поверхность строка за строкой, мы получим непрерывное пространственное распределение яркостей элементов в пределах широкой полосы вдоль маршрута полета.

Регистрация яркостей элементов разложения осуществляется с помощью размещенного в фокусе объектива тепловизора малоинерционного приемника излучения, в котором лучистый поток преобразовывается в электрический сигнал. Этот сигнал затем усиливается и попадает в осветительное устройство, создающее световые импульсы, яркость которых пропорциональна сигналу от приемника излучения. В качестве такого устройства может, например, использоваться электронно-лучевая трубка или лампа тлеющего разряда. Световые импульсы фиксируются на фотопленке с помощью фотоприставок. Для того, чтобы на фотоизображении получились строки разложения, световые импульсы на осветительном устройстве должны перемещаться (развертываться) при сканировании синхронно с движением поля зрения объектива. С этой целью качающаяся оптическая система (или зеркало) связана со специальным устройством, вырабатывающим синхронизирующие импульсы, попадающие затем на развертывающие электроды электронно-лучевой трубки или на второе качающееся зеркало, установленное непосредственно перед фотоприставкой. Фотопленка движется относительно светового луча со скоростью, пропорциональной скорости полета самолета. Таким образом, мы будем иметь непрерывное изображение распределения энергетических яркостей подстилающей поверхности, аналогичное фотографическому изображению, получаемому с помощью щелевого аэрофотоаппарата (см. § 2.4).

Поскольку, как указано выше, энергетические яркости связаны функциональной зависимостью с температурой поверхности океана (точнее, с радиационной температурой), то по характеру изображения, получаемому с помощью тепловизора, можно судить о температурном поле исследуемого объекта.

Качество теплового изображения подстилающей поверхности зависит от технических характеристик тепловизора. Особенно большое значение имеют постоянная времени системы приемник излучения—регистрирующее устройство, острота луча зрения объектива, а также способность прибора различать минимальные яркостные контрасты соседних элементов разложения—контрастная пороговая чувствительность. У современных тепловизоров постоянная времени составляет величину порядка $10^{-5} \div 10^{-6}$ с, элементарный угол зрения—порядка нескольких угловых минут, а контрастная пороговая чувствительность такова, что позволяет различить разность температур соседних элементов, составляющих десятые и даже сотые доли градуса.

§ 4.3. ПРИМЕНЕНИЕ ПАССИВНОЙ ИНФРАКРАСНОЙ АППАРАТУРЫ ДЛЯ ПОЛУЧЕНИЯ ОКЕАНОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ

ИК-радиометры наиболее широко применяются для авиасъемок температурного поля поверхности океана (моря).

Для этой цели используются те же самолеты, что и для проведения аэрофотосъемки (см. § 2.4). Оптические системы (головки) ИК-радиометров устанавливаются над фотолюками и защищаются от вибрации с помощью различных амортизирующих устройств. При установке ИК-радиометра следует обращать особое внимание предохранению оптической головки от непосредственного воздействия тепловых потоков и газов от двигателя и других источников теплового или охлажденного воздуха. Аналогичные требования предъявляются к размещению электронных блоков и самописца.

Авиасъемка температуры поверхности океана (моря) выполняется как для оперативных целей, т. е. для обеспечения народнохозяйственных организаций данными о температуре поверхности моря, так и для решения научно-исследовательских задач (изучения пространственной и временной изменчивости, взаимодействия океана и атмосферы, теплового режима и т. п.).

Наибольшего распространения получили авиасъемки по определенным маршрутам (галсам), используемые для составления оперативных температурных карт моря. Аэросъемочные маршруты прокладываются обычно нормально к ходу изотерм. Густота галсов в открытых частях моря, как правило, не должна превышать 150—200 км, а вблизи побережья галсы не должны отстоять друг от друга более чем на 20—30 км.

Особое внимание при авиасъемке должно уделяться обеспечению точного самолетовождения, так как ошибки в определении места самолета приведут к значительным погрешностям в определении пространственного поля температур. Для этого необходимо использовать современные электронавигационные и радионавигационные средства и вести графическую прокладку пути самолета на крупномасштабных морских картах. Последнее необходимо

также для привязки получаемых данных к местности (географическим координатам). Для обеспечения наиболее точного измерения температуры необходимо сохранение постоянной скорости и высоты полета (скорость 180—250 км/ч, высота полета 200—300 м).

Процессы подготовки каждого типа ИК-радиометра к проведению съемки и производству измерений регламентируются инструкцией по эксплуатации прибора.

В полете необходимо через каждые 3—5 мин делать отметку времени на ленте самописца ИК-радиометра и отмечать на карте одновременно счислимую точку самолета. Кроме того, следует вести наблюдения за состоянием поверхности моря, заборной температурой воздуха, облачностью, явлениями на воде (блики, пятна, потоки наносов и т. п.).

Для определения поправок к показаниям ИК-радиометра за счет влияния атмосферы рекомендуется через несколько десятков километров полета произвести спуск с эшелона полета к водной поверхности по спирали до минимально возможной высоты. Разность показаний ИК-радиометра на минимальной высоте и на высоте горизонтального полета в этом случае принимается в качестве поправки, обусловленной воздействием атмосферных факторов.

Первичная обработка результатов измерений сводится к снятию отчетов с ленты самописца в фиксированные моменты времени, переводу их в значения радиационной температуры по градуировочному графику, введению поправок на влияние атмосферы, переводу радиационной температуры в термодинамическую по известному значению $\epsilon_{\Delta\lambda}$ и привязке полученных данных к карте.

Для контроля получаемой на борту самолета информации по пространственному распределению поля температуры осуществляют привязку наблюдений к синхронным судовым и прибрежным наблюдениям репрезентативных (в отношении температуры) гидрометеорологических станций и постов путем их сравнения.

В последние годы В. В. Богородский с сотрудниками ААНИИ проводит успешные теоретические и экспериментальные исследования по разработке метода дистанционной индикации толщины и возрастных стадий плавающего ледяного покрова с помощью инфракрасной аппаратуры. В основе метода лежит представление о том, что плавающий снежно-ледяной покров имеет в своей нижней части почти постоянную температуру, равную температуре замерзания морской воды ($-1,6 \div -1,9^\circ\text{C}$ в зависимости от солёности). При отрицательных температурах воздуха в снежно-ледяном покрове образуется перепад температур, величина которого обусловлена, с одной стороны, теплообменом атмосферы с поверхностью льда (в общем случае покрытого снегом), а с другой, теплообменом с подстилающими слоями морской воды, причем процесс передачи тепла от нижней границы льда к границе снег—

воздух определяется теплофизическими характеристиками льда и снега и их толщинами. В результате этих процессов температура поверхности снежно-ледяного покрова при прочих равных условиях будет определяться его толщиной. Поскольку излучательные способности снега и льда в ИК области спектра близки друг другу и мало изменяются от температуры, то и радиационная температура снежно-ледяного покрова будет связана с его толщиной, а следовательно, и с возрастом. Поскольку ИК-радиометры позволяют определять радиационную температуру подстилающей поверхности с высокой точностью, то их можно успешно применять для индикации толщины ледяного покрова. Экспериментальная проверка метода позволила установить, что ИК-индикация позволяет определять толщины снежно-ледяного покрова в диапазоне от тонкой пленки до 1 м. При температурах воздуха от -6° и ниже различимы все возрастные градации льда (до толщины 1 м), при более высоких температурах воздуха температуры поверхности снежно-ледяного покрова различных возрастных стадий отличаются мало, что не позволяет их уверенно идентифицировать.

§ 4.4. ВОЗМОЖНОСТЬ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ АКТИВНЫХ ИНФРАКРАСНЫХ ТЕХНИЧЕСКИХ СРЕДСТВ ДЛЯ ПОЛУЧЕНИЯ ОКЕАНОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ

(Активные дистанционные зондирующие средства, как было рассмотрено во «Введении», должны включать в себя, во-первых, аппаратуру, излучающую электромагнитные волны, и, во-вторых, устройства для приема отраженного или рассеянного поверхностью океана излучения.)

Следует заметить, что в настоящее время активные инфракрасные и оптические методы зондирования океана не вышли из стадии экспериментальных исследований.

(В инфракрасном и оптическом диапазонах спектра в качестве устройства, генерирующего первичное излучение, наиболее целесообразно применять оптические квантовые генераторы (ОКГ) или лазеры. Это обусловлено рядом преимуществ лазерного излучения по сравнению с традиционными источниками света.)

Существующие лазеры подразделяются на газовые, твердотельные, жидкостные и полупроводниковые. По режиму генерации излучения лазеры делятся на импульсные и непрерывного излучения. Наибольшее распространение получили твердотельные лазеры, работающие в импульсном режиме, и газовые, генерирующие непрерывное излучение.)

Лазерное излучение характеризуется весьма высокой степенью монохроматичности и когерентностью. Так, например, газовый лазер, работающий на смеси гелия с неонам, генерирует излучение со средней длиной волны $0,6328$ мкм и имеет ширину спектра излучения $0,000002$ мкм. Излучение каждого атома и молекулы является строго когерентным, т. е. представляющим собой правильную волну с четко следующими друг за другом максимумами и минимумами. В лазерах излучение совокупности атомов или молекул происходит, если можно так выразиться, по команде, одновременно, поэтому волны, испущенные атомами или молекулами, складываясь, дают мощную правильную когерентную волну.

(Лазерное излучение является полностью поляризованным. Это явление позволяет уменьшить влияние помех от естественных источников излучения, испускающих неполяризованный свет, и увеличить дальность приема лазерных световых сигналов.) Пучок лазерного излучения обладает очень малой расходи-

мостью при распространении. Величина угла расходимости составляет обычно несколько угловых минут. Таким образом, с помощью лазеров можно получить практически параллельный пучок света.

Длительность импульса лазерного излучения может изменяться в весьма широких пределах от больших значений до величин порядка долей наносекунд (10^{-9} с).

Лазерное излучение характеризуется весьма большими мощностями (интенсивностями). В непрерывном режиме максимальная мощность излучения может достигать нескольких десятков киловатт (газовый лазер на CO_2). В импульсном режиме твердотельные лазеры способны излучать мощность в десятки и сотни миллионов ватт при длительности импульса в десятки наносекунд.

В последнее время разработаны методы, позволяющие изменять длину волны излучения лазера.

Длины волн излучения подавляющего большинства лазеров заключены в пределах от 0,3 до 11 мкм.

Таким образом, большая мощность излучения лазера в сочетании с малой расходимостью пучка обеспечивают значительную дальность действия лазерных установок. Возможность изменения длины волны излучения позволяет сделать выбор атмосферного окна прозрачности для проведения зондирования. Монохроматичность и когерентность излучения в совокупности с возможностью изменения длительности импульса создают условия для выбора таких характеристик первичного излучения, которое обладает наибольшей информативностью при зондировании.

Лазерное излучение, распространяясь от активной зондирующей аппаратуры, достигает поверхности океана и отражается или рассеивается ею, в результате чего формируется отраженный сигнал (или, как иногда называют, эхо-сигнал), который затем попадает в приемное устройство и фиксируется или регистрируется им. В процессе отражения или рассеивания поверхностью океано-логических объектов первичного лазерного излучения и формирования эхо-сигнала происходит изменение энергетических, поляризационных характеристик излучения или формы сигнала. Эти изменения обусловлены отражательными или рассеивающими свойствами морской поверхности, которые, в свою очередь, зависят от степени шероховатости и электрофизических характеристик океано-логических объектов. Анализируя отличия параметров эхо-сигнала и первичного лазерного излучения, можно получить информацию о тех свойствах подстилающей поверхности, которые вызвали эти изменения, т. е. о физической природе океано-логических объектов и степени неровности их поверхности.

Устройства для лазерного зондирования носят название лазерных локо-торов или лидаров (по аналогии с радаром). Принципиальные схемы лидаров отличаются в зависимости от того, какой лазер (импульсный или непрерывного излучения) применяется в качестве генератора первичного излучения. При импульсном лазере используются совмещенные передающая и приемная антенны (обычно системы зеркал), в случае лазера с непрерывным излучением — раздельные антенные устройства. Схемы лазерных локо-торов изображены на рис. 4.2.

На рис. 4.2, а представлена схема лидара с импульсным лазером 2. Система зеркал 4 формирует лазерное излучение в виде остронаправленного потока и принимает от подстилающей поверхности отраженный сигнал. В качестве приемника отраженного излучения 1 обычно используется фотоэлектронный умножитель (ФЭУ), обладающий высокой пороговой чувствительностью и малым уровнем собственных шумов. Не исключается применение и других приемников излучения, например болометров. Ток ФЭУ в дальнейшем поступает или на магнитную ленту, или на осциллограф, экран которого фотографируется. Для поочередного пропускания импульсов лазера в окружающее пространство и эхо-сигналов в ФЭУ служит затвор 3.

На рис. 4.2, б изображена схема лазерного ло-катора с непрерывным излучением. Лазер 3 испускает излучение, которое, отражаясь от исследуемой поверхности, попадает в виде эхо-сигнала на приемное зеркало 2 и затем в фотоэлектронный умножитель 1.

В последнее время проводятся исследования по применению лазерных локаторов для получения океанологических данных. В частности, заслуживают внимания работы, направленные на получение с помощью лидаров информации о параметрах морского волнения и дистанционное обнаружение нефтяных загрязнений поверхности океана.

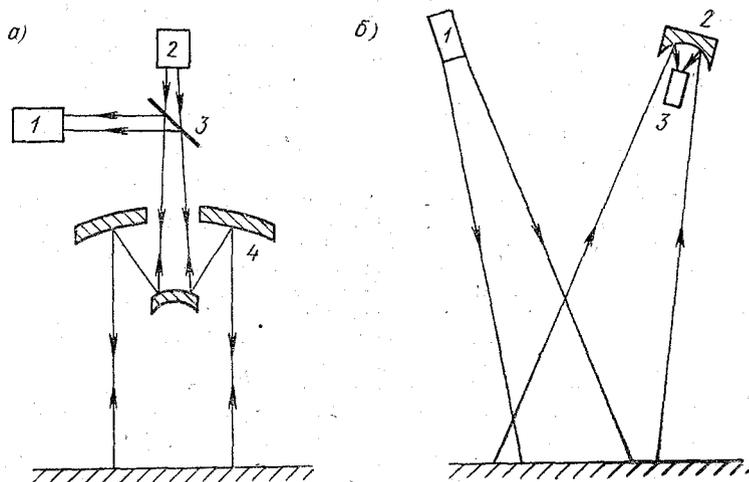


Рис. 4.2. Схемы лазерных локаторов.

Для определения параметров морского волнения используется импульсный лидар, излучение которого направлено в надир. Вследствие малой расходимости светового пучка лазера, из-за чего его можно считать практически параллельным, импульс лазера занимает объем в виде цилиндра, основание которого определяется шириной пучка, а высота — длительностью импульса $\tau_{\text{и}}$. Передний и задний фронты импульса являются плоскими.

Допустим сначала, что поверхность моря, облучаемая лидаром, является гладкой. Тогда передний фронт импульса, достигнув поверхности моря, одновременно полностью отразится от нее и сформирует таким образом передний фронт отраженного импульса.

Аналогичный процесс будет наблюдаться и при достижении задним фронтом импульса поверхности моря.

Если регистрировать при этом изменение тока ФЭУ $i_{\text{ф}}$ во времени, то график изменения будет выглядеть в виде прямоугольного импульса (кривая 1 на рис. 4.3, б).

Если взволнованная поверхность моря облучается достаточно широким пучком, так, чтобы облучаемая поверхность (или световое «пятно») вмещала несколько морских волн (рис. 4.3, а), то форма отраженного импульса уже не будет прямоугольной. На рис. 4.3, а заштрихованный прямоугольник изображает объем, занимаемый излученным импульсом с длительностью $\tau_{\text{и}}$ (протяженность импульса — $\sigma_{\text{и}}$).

Отраженный импульс начнет формироваться тогда, когда передний фронт излученного импульса достигнет площадок на гребнях волн, расположенных нормально к лазерному лучу. Мощность отраженного сигнала окажется пропорциональной отношению суммарной площади отражающих площадок к площади всего светового «пятна». По мере продвижения излученного импульса вниз площадь поверхности моря, одновременно участвующая в отражении, будет возрастать, соответственно увеличится и мощность эхо-сигнала. Увеличение мощности

эхо-сигнала будет продолжаться до того момента, когда передний фронт излученного импульса достигнет подошв волн. Затем уровень сигнала примет примерно постоянное значение до того мгновения, когда задний фронт излученного импульса достигнет гребней волн. После этого интенсивность эхо-сигнала станет уменьшаться. Эхо-сигнал прекратится в тот момент, когда задний фронт излученного импульса достигнет подошв морских волн. Зафиксировав этот процесс в виде изменения тока ФЭУ, получим кривую 2 на рис. 4.3, б. Отраженный импульс получился растянутым, причем степень его растяжения (иногда называемая уширением импульса) пропорциональна, очевидно, высоте морских волн. В самом деле, промежуток времени Δt (см. кривую 2 на рис. 4.3) отражает вре-

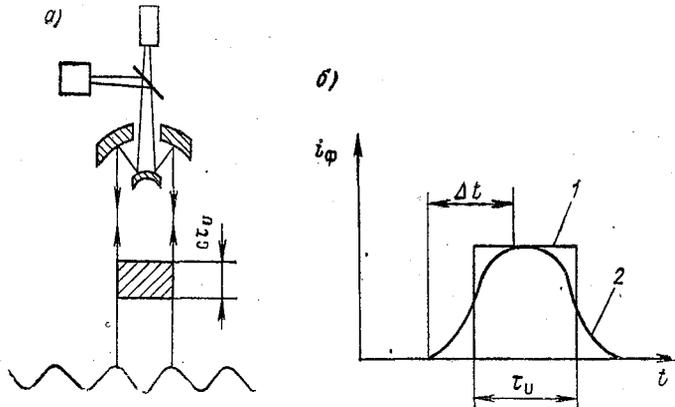


Рис. 4.3. Схема определения параметров волнения моря с помощью лидара.

менной интервал, который понадобился переднему фронту излученного импульса, чтобы преодолеть расстояние от гребней до подошв волн. Зная скорость распространения электромагнитных волн c , легко видеть, что высота волн h определится как

$$h = c \cdot \Delta t. \quad (4.20)$$

Нетрудно вообразить также, что если фиксировать аналогичный процесс при наклонном луче лидара, то уширение отраженного импульса будет характеризовать промежуток времени, необходимый для прохождения передним фронтом излученного импульса расстояния между соседними гребнями волн, т. е. станет возможным получать данные о длине морских волн.

Достоинством описанного метода является то, что на процесс получения характеристик волнения не оказывает влияния дальность дистанционного зондирования. Вместе с тем для его практической реализации необходимо обеспечить нужную ширину пучка излучения и применять короткие импульсы (длительностью несколько наносекунд), что накладывает определенные требования к мощности излучения и пороговой чувствительности приемной части лидара.

Метод дистанционной индикации нефтяных загрязнений поверхности моря ИК-лидаром (В. В. Богородский и др., 1975 г.) основан на использовании различий в отражательных свойствах чистой воды и нефтепродуктов в ИК области спектра. Выполненные теоретические и экспериментальные исследования показали, что контраст спектральных коэффициентов отражения чистой воды и загрязненной нефтепродуктами составляет в области длин волн 0,6—3,5 мкм 1,5—2,4, а в области 10—12 мкм возрастает до 4,8—6,0. При этом величины спектральных коэффициентов отражения нефтепродуктов больше, чем величина этих же коэффициентов для чистой воды. Установлено также, что указанные выше контрасты имеют место при толщине пленки нефтепродукта в 30+40 мкм.

уменьшение для нефти

Более тонкая пленка обуславливает появление еще больших контрастов вследствие многократных отражений излучения в самой пленке (до 6—10).

Изменения солёности воды, её температуры и наличия пены на водной поверхности существенного влияния на величину контрастов отражательных свойств чистой воды и нефтепродуктов не оказывают. То же относится к волнению моря при степени волнения до четырех баллов.

Для индикации нефтяных загрязнений вод может быть использован лидар, в котором в качестве генератора непрерывного излучения применяется газовый лазер на CO_2 , излучающий на длине волны 10,6 мкм. Схема лидара подобна изображенной на рис. 4.2, б. В качестве приемника излучения применяется болометр. Для уменьшения влияния засветки прямым солнечным излучением поток, испускаемый лазером, модулируется механическим прерывателем (модулятором). Сигнал от болометра усиливается усилителем и регистрируется самописцем переменного тока.

Лидар может устанавливаться на судне или летательном аппарате, при этом луч лазера должен быть направлен в надир.

Появление нефтяных загрязнений на поверхности воды приводит к резкому возрастанию сигнала на приемном устройстве лидара и таким образом может быть легко опознано.

Следует заметить, что при волнении свыше четырех баллов устойчивость сигнала нарушается. Это приводит к тому, что лидар может уверенно обнаружить появление нефтяного загрязнения не в тот момент, когда пленка нефтепродукта окажется в поле зрения приемника излучения, а через некоторый интервал времени τ , называемый динамической постоянной времени. Величина τ возрастает с увеличением степени волнения моря.

Влияние волнения моря на достоверность показаний лидара уменьшается при увеличении угла расхождения падающего на поверхность моря пучка излучения.

Авторами описываемого метода произведена его экспериментальная проверка в натуральных условиях, показавшая вполне удовлетворительные результаты.

Аналогичные результаты были также получены при применении для индикации нефтяных загрязнений активного устройства, в котором в качестве генератора излучения применялся не лазер, а оптический прожектор с лампой накаливания и в качестве приемника — фотоспротивление, чувствительное к свету в области длин волн 0,6—1,1 мкм.

Глава 5. РАДИОФИЗИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ЗОНДИРОВАНИЯ ОКЕАНА

Несмотря на достоинства методов дистанционного зондирования океана, использующих оптический и инфракрасный диапазоны электромагнитного спектра, им присущ также важный недостаток, сужающий возможности их практического применения. Этот недостаток состоит в том, что наблюдения за поверхностью моря с помощью дистанционной зондирующей аппаратуры оптического и инфракрасного диапазонов возможно производить только в отсутствие облачности и осадков (а оптическими средствами, кроме того, только в светлое время суток).

Указанное обстоятельство в основном и определило появление и развитие самого молодого направления неконтактных методов исследования океанов — радиофизических методов, использующих микроволновый (или сверхвысокочастотный — СВЧ) диапазон электромагнитного спектра в интервале длин волн 1 мм — 1 м. Существенную роль в развитии этого направления сыграли также огромные успехи радиоэлектроники, в частности радиолокации. Электромагнитные волны с длинами от 1 мм до 1 м по традиции относят к радиоволнам, изучением их распространения занимается радиофизика, а устройства, генерирующие и принимающие их, носят название радиоэлектронных.

Радиоволны СВЧ диапазона хотя и испытывают некоторую трансформацию при прохождении зон облаков и осадков, но практически легко проникают сквозь них и дают тем самым возможность осуществлять наблюдения поверхности океана практически при любых погодных условиях.

В настоящее время считается общепризнанным, что с помощью радиофизических методов можно получать информацию о температурных характеристиках океанологических объектов, строении и состоянии ледяного покрова, параметрах морского волнения, загрязнении поверхности океана.

Первые опыты по применению радиоволн для дистанционных измерений были предприняты в конце 40-х — начале 50-х гг. Так, сотрудниками ИРЭ АН УССР под руководством С. Я. Брауде была показана возможность дистанционного неконтактного измерения некоторых параметров морского волнения при помощи радиоустройств, работающих на коротких волнах. Были и последующие попытки использовать коротковолновый диапазон радиоволн

для аналогичных целей. Однако этот диапазон не нашел применения из-за громоздкости антенных устройств.

Первые предложения по использованию радиолокационных изображений морской поверхности (СВЧ диапазон) для измерения параметров волнения были сделаны в 50-х гг. В. В. Дремлюгом.

Наблюдения за собственным радиоизлучением атмосферы в СВЧ диапазоне были впервые в нашей стране проведены В. С. Троицким и С. А. Жевакиным в конце 50-х гг. Эти первые исследования проложили дорогу для дальнейшего все более расширяющегося развития радиофизических методов дистанционного зондирования. В настоящее время разработкой радиофизических методов определения океанологических параметров в нашей стране занимается большое число научно-исследовательских организаций. Особенно значительный вклад в это направление внесли сотрудники ААНИИ, ГОИНа, ГГО им. А. И. Воейкова, ИРЭ АН УССР.

Радиофизические методы дистанционного зондирования океана развиваются в двух основных направлениях. Первое направление предусматривает разработку и создание активных средств (радиолокаторов) и методов их применения для получения океанологических параметров. Второе направление ставит своей задачей использование особенностей естественного излучения океанологических объектов в СВЧ диапазоне для определения данных о состоянии поверхности океана (пассивный метод).

Необходимо отметить, что, в отличие от оптических и инфракрасных методов, активный радиофизический метод получил наибольшее развитие и распространение по сравнению с пассивным. Так, радиолокация морского дрейфующего льда стала не только методом его исследования, но и штатным техническим способом ледовой авиаразведки. Напротив, пассивный метод не вышел из стадии экспериментальных исследований. Следует также подчеркнуть, что, судя по имеющимся признакам, в ближайшие годы не предполагается широкого практического использования пассивных радиофизических средств для самолетного зондирования морей и океанов. Проводимые теоретические и экспериментальные исследования преследуют главным образом цель получить необходимые характеристики естественного микроволнового излучения океанологических объектов и решить ряд методических вопросов для повышения эффективности работы пассивной радиофизической аппаратуры (микроволновых или СВЧ радиометров), устанавливаемой на искусственных спутниках Земли («Космос-243», «Космос-348», «Сиасат» и т. п.). Вместе с тем, конечно, не исключается использование такой аппаратуры и с самолетов, на что указывает, в частности, применение микроволновых радиометров на самолетах ледовой патрульной службы в Северной Атлантике.

На основании указанных соображений внимание в данной главе будет уделено описанию активных радиофизических мето-

дов. Существо пассивных методов излагается весьма кратко, так как подробно оно будет рассмотрено в курсе «Космические методы исследования океана».

§ 5.1. КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О СУЩЕСТВЕ ПАСИВНЫХ РАДИОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ

Океанологические объекты, как и все нагретые тела, излучают энергию во всем электромагнитном спектре, в том числе, естественно, и в микроволновом диапазоне. Такое излучение иногда называют радиотепловым. Однако спектральная плотность излучения здесь при температурах порядка 270—300 К во много раз меньше, чем в инфракрасном диапазоне. Так, например, на миллиметровые волны (интервал длин 1 мм — 1 см) приходится немногим больше тысячной доли процента от суммарной мощности излучения. В сантиметровом диапазоне волн (длины от 1 см до 10 см) эта величина еще меньше. Однако, несмотря на незначительную излучаемую мощность, специальные современные высокочувствительные радиоприемники могут уверенно регистрировать такие малые сигналы.)

Выше упоминалось (см. главу I), что вследствие относительно больших длин волн излучения микроволнового диапазона спектральная плотность его (т. е. энергия, излучаемая с единицы площади в единицу времени и приходящаяся на единичный интервал длин волн или частот) может определяться не по формуле Планка, а по закону Релея—Джинса (1.35):

$$m_{f,T}^{\circ} = \frac{2\pi}{\lambda^2} kT = 2\pi \frac{f^2}{c^2} kT, \quad (5.1)$$

где $m_{f,T}^{\circ}$ — спектральная плотность излучения АЧТ; f — частота излучения; c — скорость распространения радиоволн. Остальные обозначения такие же, как и в формуле (1.35).

В отличие от инфракрасного диапазона, характер излучения реальных океанологических объектов в микроволновом диапазоне сильно отличается от излучения АЧТ и, кроме того, существенно изменяется в зависимости от вида объекта, шероховатости его поверхности, условий наблюдения и поляризации принимаемого излучения.

Если рассматривать микроволновое излучение с точки зрения радиотехники, то сигнал, создаваемый им, является весьма широкополосным слабым шумом, аналогичным внутренним шумам приемных устройств. В самом деле, если определить ширину полосы частот, занимаемую микроволновым диапазоном спектра, то она будет простирается от $3,10^8$ Гц ($\lambda = 1$ м) до $3,10^{11}$ Гц ($\lambda = 1$ мм) и составлять величину $\Delta f \approx 3,10^{11}$ Гц или 300 гигагерц. Для сравнения укажем, что ширина полосы частот телевизионного сигнала, также считающегося широкополосным, составляет величину

6 мГц. Как видно, она в 50 000 раз уже ширины полосы микроволнового излучения.

Спектральная излучательная способность ϵ_λ гладкой поверхности моря при наблюдении в надир значительно изменяется на различных волнах и существенно отличается от единицы (рис. 5.1).

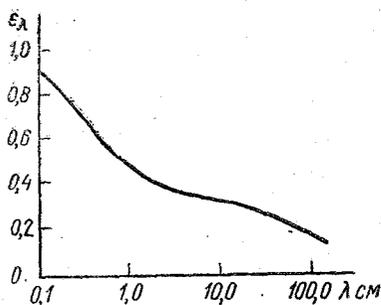


Рис. 5.1. Кривая измерения спектральной излучательной способности гладкой поверхности моря.

Коэффициенты поглощения микроволнового излучения морской водой велики, а коэффициенты пропускания, соответственно, ничтожно малы.

Поэтому эффективная толщина верхнего слоя морской воды, в котором практически полностью формируется наблюдаемое в надире радиоизлучение, составляет для волны 1 см величину порядка 0,05 см и для волны 10 см — величину 0,9 см.

Спектральная плотность излучения поверхности моря (как и других океанологических объектов) в соответствии с законом Кирхгофа будет определяться соотношением

$$m_{\lambda, T_0} = \epsilon_\lambda \cdot m_{\lambda, T_0}^{\circ} = \epsilon_\lambda \frac{2\pi}{\lambda^2} kT_0 \quad (5.2)$$

где m_{λ, T_0}° получается из (5.1), а T_0 — температура поверхности моря. Если подобрать такую температуру абсолютно черного тела T_π , чтобы его спектральная плотность излучения $m_{\lambda, T_\pi}^{\circ}$ была равна спектральной плотности излучения реального тела m_{λ, T_0} при его термодинамической температуре T_0 (на одной и той же длине волны излучения — λ , то из выражений (5.1) и (5.2) будем иметь

$$T_\pi = \epsilon_\lambda \cdot T_0 \quad (5.3)$$

Величина T_π носит название радиояркостной температуры. В отличие от радиационной температуры T_p (см. (4.6)), она различна для каждой длины волны λ микроволнового излучения.

Излучательная способность гладкой поверхности моря существенно изменяется в зависимости от величины угла визирования ϕ , под которым производятся ее наблюдения (угол ϕ отсчитывается от надира). В случае если наблюдения производятся при использовании антенны, принимающей вертикально поляризованное излучение на какой-либо фиксированной длине волны λ , то при увеличении угла визирования ϕ излучательная способность ϵ_λ будет возрастать по сравнению с тем ее значением, которое ука-

зано на рис. 5.1 (для $\theta=0$). Наоборот, при приеме горизонтально поляризованного излучения ϵ_{λ} с увеличением угла визирования уменьшается.

Излучательная способность взволнованной поверхности моря обнаруживает сложный ход в зависимости от уклонов волн, углов визирования, видов поляризации, длин волн микроволнового излучения.

При прочих равных условиях можно в среднем утверждать, что если принимать горизонтальное поляризованное излучение, то излучательная способность ϵ_{λ} увеличивается с ростом степени волнения и скорости ветра. Для вертикально поляризованного излучения характерна малая зависимость ϵ_{λ} от степени волнения и скорости ветра (в некоторых условиях имеет место даже уменьшение ϵ_{λ}).

(При волнении большем 4—5 баллов на поверхности морских акваторий появляются продукты разрушения гребней волн — пена и брызги. Площадь поверхности, покрытой пеной, увеличивается с возрастанием скорости ветра. Эти явления приводят к резкому увеличению излучательной способности морской поверхности.) Имеются данные, что ϵ_{λ} при наблюдении в надир на частотах от 1 до 34 ГГц возрастает при появлении пены в два-три раза, достигая значений, близких к единице.

(Излучательная способность плавающего ледяного покрова зависит от его толщины, вида поляризации принимаемого излучения, угла визирования.) При прочих равных условиях излучательная способность плавающего льда возрастает с увеличением его толщины (т. е. зависит от возрастных стадий) и достигает величин $0,8 \div 0,95$. Толщина слоя льда, эффективно участвующего в формировании его микроволнового излучения, существенно больше толщины аналогичного слоя морской воды и может достигать десятков сантиметров и даже метров (паковый распресненный лед).

(Имеются данные о том, что наличие нефтяной пленки на поверхности моря приводит к увеличению излучательной способности такой системы по сравнению с излучательной способностью чистой поверхности воды.)

(Прием естественного микроволнового излучения производится специальными устройствами, которые носят название микроволновых радиометров или СВЧ-радиометров. Простейший СВЧ-радиометр состоит из антенной системы, усилителя высокой частоты, детектора, сглаживающего фильтра нижних частот и индикатора сигнала или регистрирующего устройства, т. е. представляет собой радиоприемник прямого усиления.) Полоса пропускания СВЧ-радиометра Δf обычно составляет величину порядка сотен МГц — единиц ГГц, т. е. она более чем в 100 раз меньше ширины полосы частот радиотеплового излучения. Поэтому считают, что в приемник поступает шумовой сигнал, спектр которого практически рав-

номерен в полосе частот Δf . Мощность такого сигнала, называемого радиотепловым, будет

$$\Phi_{\Delta f} = k \cdot T_c \cdot \Delta f, \quad (5.4)$$

где k — постоянная Больцмана.

Величина

$$T_c = \frac{\Phi_{\Delta f}}{k \cdot \Delta f} \quad (5.5)$$

носит название температуры радиотеплового сигнала.

Часто также используется термин «антенная температура» T_A , под которой понимается температура сигнала на входе приемника. T_A меньше T_c за счет потерь в антенне и в тракте, по которому сигнал поступает из антенны на вход приемника (фидерном тракте), а также за счет рассеяния излучения антенной.

Мощность поступающего на вход радиоприемника радиотеплового сигнала во много раз меньше внутренних шумов самого радиоприемника. Поэтому для получения приемлемого отношения сигнал/шум на выходе приемника, обеспечивающего уверенное опознавание полезного сигнала (радиотеплового излучения) и измерение его величины, применяют малозумящие усилители высокой частоты и специальную процедуру обработки сигнала в каскадах радиоприемника. В основе этой процедуры лежит временное накопление полезного сигнала.

В результате измерения величины сигнала на индикаторе СВЧ-радиометра, использования градуировочных графиков и проведения обработки полученных данных вычисляется радиояростная температура исследуемой поверхности $T_{я}$. Необходимо отметить, что получение действительного значения $T_{я}$ океанологического объекта связано с преодолением ряда трудностей. Основная из них состоит в том, что излучательная способность ϵ_λ здесь, как видно из рис. 5.1, существенно меньше единицы. Поскольку излучательная способность численно равна коэффициенту поглощения, то подающее извне на морскую поверхность микроволновое излучение поглощается ею неполностью и отражается в верхнюю полусферу. Коэффициент отражения, следовательно, будет равен

$$\rho_\lambda = 1 - \epsilon_\lambda \quad (5.6)$$

и, как следует из рис. 5.1, может достигать больших величин (0,5 и более на волнах длиннее 1 см). Поэтому приходящая сверху на поверхность моря радиация, отражаясь от нее, складывается с собственным излучением и искажает показания СВЧ-радиометра. Последний будет воспроизводить не радиояростную тем-

температуру $T_{\text{я}}$, а так называемую кажущуюся температуру $T_{\text{к}}$, определяемую как

$$T_{\text{к}} = \varepsilon_{\lambda} T_0 + (1 - \varepsilon_{\lambda}) T_{\text{н}}, \quad (5.7)$$

где $T_{\text{н}}$ — так называемая температура неба

Микроволновая радиация, подсвечивающая сверху поверхность океана, обусловлена излучением космоса, Солнца, Луны и главным образом атмосферы. Практически температура неба $T_{\text{н}}$ почти полностью обязана микроволновому излучению атмосферы, зависит от ее состояния и может достигать весьма больших величин (при сильных осадках на волнах около 1 см — до 273 К). Если к тому же иметь в виду, что микроволновое излучение, проходя слой воздуха от поверхности океана до уровня полета летательного аппарата с СВЧ-радиометром ослабляется за счет поглощения и рассеяния, то станет ясно, что суммарное влияние атмосферы существенно искажает результаты измерений микроволновым радиометром. Поэтому влияние атмосферы учитывают путем введения поправок.

Рассмотренные выше особенности микроволнового излучения океанологических объектов, величины и закономерности изменения излучательной способности их используются для определения океанологических параметров с помощью СВЧ-радиометров.

Микроволновый метод позволяет надежно определять наличие льда на поверхности воды, границы льда и воды, а также оценивать сплоченность морского льда. Различия в величинах излучательных способностях льда и воды приводят к большой разнице их радиоярких температур: $T_{\text{я}}$ воды в среднем равна 90 К, а льда 200 К. Если обозначить сплоченность льда в зоне обзора антенны СВЧ-радиометра через m , тогда относительная площадь воды будет $(1 - m)$. Радиояркая температура, измеренная радиометром — $T_{\text{я}}$, очевидно, связывается со сплоченностью m соотношением

$$T_{\text{я}} = m \cdot T_{\text{ял}} + (1 - m) T_{\text{яв}}, \quad (5.8)$$

где $T_{\text{ял}}$ и $T_{\text{яв}}$ — радиояркие температуры льда и воды соответственно.

Зная $T_{\text{ял}}$ и $T_{\text{яв}}$, из (5.8) легко определить сплоченность льда. Различная излучательная способность паковых и однолетних льдов позволяет определять возрастные характеристики ледяного покрова.

Наличие различных искажающих факторов не позволяет измерять точно температуру поверхности моря. Ошибка измерений может достигать 10—15 К. Однако привязка микроволновых измерений к данным прямых независимых измерений температуры поверхности воды может уменьшить эту ошибку до 1°,5. Вследствие неоднозначного изменения излучательной способности взволнованной морской поверхности при различных баллах волнения и скоростях ветра и особенно при появлении пены и брызг по дан-

ным микроволновых измерений невозможно достаточно уверенно определить эти океанологические параметры. В настоящее время эта задача может решаться лишь частично: данные об элементах волнения и скорости ветра могут быть определены при степени волнения до 4—5 баллов и скоростях ветра до 7—8 м/с.

Имеются также данные, свидетельствующие об увеличении радиояркостных температур в случае появления нефтяной пленки на воде, что может стать основой метода индикации загрязнений поверхности океана.

Следует отметить, что, несмотря на широкие принципиальные информационные возможности микроволнового метода, в настоящее время на пути его практического использования в целях океанологии остается еще много проблем, ждущих своего разрешения.

§ 5.2. ПРИНЦИПЫ ДЕЙСТВИЯ, УСТРОЙСТВА И НЕКОТОРЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ АКТИВНЫХ РАДИОФИЗИЧЕСКИХ ТЕХНИЧЕСКИХ СРЕДСТВ

Все известные активные радиофизические средства, используемые для дистанционного зондирования океана, основаны на принципе активной радиолокации. Активной радиолокацией (с пассивным ответом) называется область радиотехники, обеспечивающая наблюдение различных объектов (обнаружение их, измерение координат и параметров движения, некоторых структурных и физических свойств) путем использования отраженных объектами радиоволн. Радиотехнические устройства радиолокационного наблюдения называются радиолокационными станциями (РЛС), или радиолокаторами (иногда можно встретить устаревшее наименование — радар). Объекты радиолокационного наблюдения называются радиолокационными целями (или просто целями).

Принцип активной радиолокации состоит в том, что излучаемые РЛС электромагнитные волны — зондирующий сигнал — отражаются от цели и попадают в приемник РЛС в виде отраженного сигнала (эхо-сигнала).

Зондирующий сигнал — излученная электромагнитная (первичная) волна, падающая на цель, вызывает в её теле вынужденные колебания электрических зарядов. Эти колебания создают свое электромагнитное поле, порождающее вторичную, т. е. отраженную электромагнитную волну — эхо-сигнал.

Характер отраженной волны определяется электрическими параметрами цели (электрической и магнитной проницаемостью, проводимостью), которые обуславливают ее отражающие свойства. Поэтому отраженная волна является носителем информации о цели. Так, амплитуда эхо-сигнала характеризует размеры и отражающие свойства цели, время запаздывания прихода отраженного сигнала в приемник РЛС относительно начала излучения зондирующего сигнала используется для измерения дальности,

частота колебаний благодаря эффекту Доплера несет информацию о радиальной скорости цели. Поляризационные параметры отраженной волны могут быть использованы для оценки свойств цели (ее формы, соотношения между размерами). Направление прихода отраженной волны содержит информацию об угловых координатах цели.

Основными составными частями РЛС являются: антенное устройство, передатчик, приемник, оконечное устройство — индикатор или регистратор отраженных сигналов. Передатчик РЛС вырабатывает высокочастотные колебания, которые модулируются по амплитуде, частоте или фазе. Эти колебания подаются в антенное устройство и образуют зондирующий сигнал. Наибольшее применение находит зондирующий сигнал в виде последовательности равноотстоящих по времени коротких радиоимпульсов. Такие РЛС называются импульсными. Другим видом зондирующего сигнала является непрерывный. РЛС, применяющие такие сигналы, называют радиолокаторами непрерывного действия.

(В импульсных РЛС применяется одна антенна как для передачи, так и для приема сигналов. Подключение передатчика к антенне во время излучения импульса и приемника в паузах между импульсами производится антенным переключателем. В РЛС непрерывного действия передача и прием сигналов осуществляется раздельно передающей и приемной антеннами. Передатчик РЛС излучает монохроматические с практической точки зрения радиоволны, поэтому считается, что РЛС работает, как правило, на какой-либо определенной длине волны.)

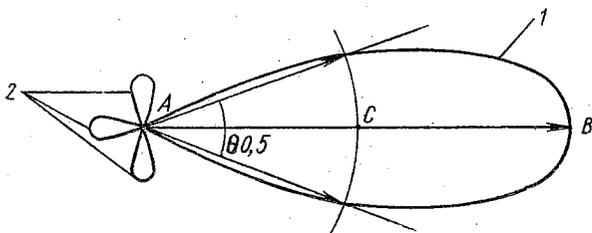


Рис. 5.2. Диаграмма направленности антенны РЛС.

Обычно в РЛС применяются антенны направленного действия, когда мощность излучения сосредоточена в определенном телесном угле, образующем основной лепесток так называемой диаграммы направленности антенны. В качестве антенн используются металлические зеркала, рупоры, линзы и т. п. Диаграмма направленности антенны характеризует угловое распределение мощности излучения по отношению к оси телесного угла (максимуму главного лепестка) и изображается в виде поверхности в полярных координатах. На рис. 5.2 представлено одно из сечений диаграммы направленности.

В точке A расположена антенна. Главный лепесток диаграммы направленности 1 образован концами радиусов-векторов, берущими начало в точке A . Длина радиусов-векторов пропорциональна мощности излучения антенны в данном направлении, отсчитываемом от оси AB телесного угла или, что то же, от максимума главного лепестка. Кроме основного лепестка 1 имеются еще побочные (боковые) лепестки 2 , которые при конструировании антенны стремятся уменьшить, так как они являются источниками помех. Ширину диаграммы направленности в какой-либо плоскости, обычно вертикальной или горизонтальной, определяют по углу раствора $\theta_{0,5}$ между двумя радиусами-векторами, соответствующими половине мощности в максимуме главного лепестка.

Таким образом, $AC = \frac{AB}{2}$ (рис. 5.2). Этот угол связан с размерами антенны и длиной излучаемой радиоволны λ выражением, аналогичным (2.25):

$$\theta_{0,5} = \theta^\circ \frac{\lambda}{d_A}, \quad (5.9)$$

где d_A — характерный размер антенны (например, диаметр в случае параболического зеркала), θ° — числовой коэффициент, зависящий от формы антенны (обычно $60-80^\circ$).

Величина, характеризующая увеличение мощности излучения в главном лепестке данной антенны по сравнению с ненаправленной антенной (изотропным излучателем), называется коэффициентом направленного действия (КНД) или коэффициентом усиления антенны и обозначается обычно G . Коэффициент усиления антенны показывает во сколько раз телесный угол, вырезаемый диаграммой направленности антенны, меньше 4π .

Если известна площадь раскрытия антенны A (называемая также апертурой), то КНД определяется из выражения

$$G = \frac{4\pi A}{\lambda^2} f, \quad (5.10)$$

где множитель f называется коэффициентом использования апертуры (величина его обычно бывает $0,5-0,8$).

Наиболее просто с помощью импульсной РЛС производится измерение дальности до цели. Для этого импульс продолжительностью τ_n излучается в сторону цели. На этот промежуток времени антенный переключатель отключает приемник РЛС от антенны. Дойдя до цели, зондирующий импульс отражается от нее и превращается в радиолокационный сигнал (отраженный импульс). Последний снова улавливается антенной РЛС, через антенный переключатель в паузах между зондирующими импульсами поступает в приемник и затем фиксируется в том или ином виде на индикаторе (оконечном устройстве). Поскольку радио-

волны распространяются прямолинейно и с практически постоянной скоростью (примерно $3,10^8$ м/с), то измерение дальности сводится к измерению временного интервала t_3 между моментами излучения зондирующего импульса и приема (прихода) отраженного импульса.

Легко видеть, что в этом случае дальность до цели D будет равна

$$D = \frac{c \cdot t_3}{2} \quad (5.11)$$

Определение t_3 наиболее просто осуществляется визуально с помощью индикатора в виде электронно-лучевой трубки (ЭЛТ) с амплитудной отметкой цели (рис. 5.3).

На рис. 5.3 схематически изображена ЭЛТ с горизонтальными электродами $x-x$ и вертикальными электродами $y-y$. Электроды

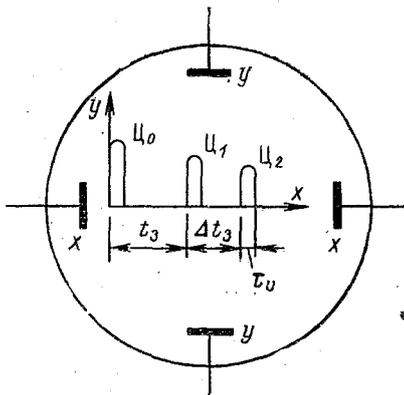


Рис. 5.3. Схема индикатора РЛС с амплитудной отметкой цели.

$x-x$ при подаче на них напряжения пилообразной формы осуществляют периодическую развертку электронного луча с постоянной скоростью, т. е. на оси ox создается линейная шкала времени, которую можно проградуировать в единицах дальности (имея в виду, что $t_3 = 1$ мкс соответствует $D = 150$ м). На вертикально отклоняющие электроды $y-y$ подается напряжение с выхода приемника, пропорциональное величине отраженного сигнала. Тогда на экране ЭЛТ в момент прихода отраженных от целей сигналов

возникают видимые импульсы Π_1 и Π_2 (от двух целей, находящихся от РЛС на расстояниях D_1 и D_2), ординаты которых (или амплитуды их) пропорциональны мощности отраженных сигналов. В начале системы координат oxy изображен импульс Π_0 , образованный за счет просачивания в приемник РЛС зондирующего импульса. Развертка времени (или дальности) по оси ox начинается в момент излучения зондирующего импульса Π_0 . Экран ЭЛТ обладает длительным послесвечением, так что импульсы видны сравнительно продолжительное время. На оси ox показан временной интервал t_3 и длительность импульса τ . Такой индикатор с амплитудной отметкой цели называется также индикатором с линейной разверткой или индикатором типа А.

Широкое применение нашли импульсные РЛС кругового обзора, у которых антенна совершает вращение со строго определенной угловой скоростью. Диаграмма направленности антенны

является веерообразной, т. е. узкой в горизонтальной плоскости и широкой в вертикальной плоскости. При вращении антенны осуществляется обзор окружающего пространства и обнаружение при этом находящихся в нем целей. С помощью РЛС кругового обзора производится определение двух координат целей: дальности и азимута. Для визуальной индикации целей применяется индикатор кругового обзора (ИКО), представляющий собой электронно-лучевую трубку с длительным послесвечением экрана. Временная развертка создается по радиусу экрана от центра к периферии. Радиальная развертка вращается по экрану синхронно с вращением антенны и позволяет таким образом определять азимут цели.

Цели фиксируются на экране в виде пятен с различной яркостью (яркостная отметка целей).

Одной из важнейших характеристик РЛС является ее разрешающая способность, определяющая возможность раздельного наблюдения целей, имеющих малые различия в дальности и угловых координатах.

(Разрешающая способность РЛС по дальности численно характеризуется минимальным расстоянием между двумя целями, имеющими одинаковые угловые координаты, при котором еще возможно раздельное наблюдение этих целей.) Для определения разрешающей способности РЛС по дальности обратимся к рис. 5.3. Если мы будем сближать цели Π_1 и Π_2 , то отметки на экране ЭЛТ примут сначала вид двугорбой кривой, а при дальнейшем сближении отметка становится одногорбой. Примем в качестве условия разрешения наличия впадины между двумя соседними отметками и определим, на каком расстоянии δD друг от друга эти цели могут при этом находиться. Из рис. 5.3. видно, что это положение достигается, когда $\Delta t_3 \geq \tau_{\text{н}}$. Поскольку из формулы (5.11) вытекает, что

$$\Delta t_3 = (t_3)_2 - (t_3)_1 = \frac{2(D_2 - D_1)}{c}, \text{ то}$$

$$\delta D = D_2 - D_1 \geq \frac{c\tau_{\text{н}}}{2}. \quad (5.12)$$

Таким образом, разрешающая способность РЛС по дальности зависит от продолжительности зондирующего импульса $\tau_{\text{н}}$.

Разрешающая способность по угловой координате (направлению) численно характеризуется минимальным углом между направлениями на две равноудаленных относительно РЛС цели, при котором еще возможно их раздельное наблюдение. Принято считать, что цели, отстоящие друг от друга на угловую величину $\delta\beta$, превышающую ширину диаграммы направленности антенны (по

половинной мощности) $\theta_{0,5}$, могут наблюдаться раздельно. Таким образом

$$\delta\beta_{\max} = \theta_{0,5}. \quad (5.13)$$

Важным параметром в ряде случаев является линейная разрешающая способность в тангенциальном направлении, т. е. минимальное разрешаемое расстояние между двумя целями в тангенциальном направлении δD_T при одинаковом удалении их D от РЛС (в радиальном направлении). Легко видеть, что δD_T равна

$$\delta D_T = D \cdot \delta\beta_{\max}, \quad (5.14)$$

где D — дальность до целей.

При наблюдении не точечных, а распределенных целей (например, поверхности океана) важной характеристикой является площадь разрешаемой площадки S_p , т. е. площадь пятна на поверхности океана, которое в данный момент облучается главным лепестком диаграммы направленности РЛС с шириной луча в горизонтальной плоскости $\theta_{0,5}$. Приведем без доказательства выражение для определения S_p (хотя это выражение можно легко вывести из предыдущего изложения):

$$S_p = \frac{\delta D \cdot \delta D_T}{\sin \phi} = \frac{D \cdot \theta_{0,5} \cdot \tau_n \cdot c}{2 \sin^2 \phi}, \quad (5.15)$$

где ϕ — угол падения луча РЛС (максимума главного лепестка).

Энергетические соотношения радиолокации отчетливо выясняются из анализа уравнения дальности:

$$\Phi_{\text{пр}} = \frac{\Phi_{\text{пер}} \lambda^2 G^2}{(4\pi)^3 D^4} \sigma_{\text{ц}}, \quad (5.16)$$

где $\Phi_{\text{пр}}$ — мощность отраженного сигнала у антенны РЛС; $\Phi_{\text{пер}}$ — мощность зондирующего импульса; λ — длина радиоволны РЛС; G — коэффициент усиления антенны; D — расстояние от РЛС до цели; $\sigma_{\text{ц}}$ — в общем виде функция, характеризующая отражающие свойства цели в обратном (к РЛС) направлении.

Выражение (5.16) представляет собой упрощенное уравнение дальности при радиолокации точечной цели (т. е. такой цели, размеры которой малы по сравнению с расстоянием D), полностью помещающейся в главный лепесток диаграммы направленности антенны. В нем не учитывается также влияние Земли и атмосферы.

Величина $\sigma_{\text{ц}}$ называется, как уже упоминалось в гл. I, эффективной отражающей поверхностью (ЭОП) или эффективной площадью рассеяния (ЭПР) и имеет размерность площади (м^2). ЭОП — это площадь некоторой фиктивной плоской поверхности, расположенной нормально к направлению падающей плоской волны и являющейся идеальным и изотропным переизлучателем

(рассеивателем), которая, будучи помещена в точку цели, создает у антенны РЛС ту же плотность потока мощности (модуль вектора Умова—Пойнтинга), что и реальная цель.

Из рассмотрения уравнения (5.16) вытекает, что при прочих равных условиях мощность принимаемого сигнала обратно пропорциональна четвертой степени дальности до цели, т. е. при увеличении дальности, например, в 2 раза мощность эхо-сигнала уменьшается в 16 раз.

При характеристике энергетических соотношений радиолокации поверхностно распределенных целей (поверхности океана) в (5.16) ЭОП должна быть заменена выражением

$$\sigma_{ц} = \sigma_{уд}(\vartheta) \cdot S_p, \quad (5.17)$$

где S_p — находится из (5.15), а $\sigma_{уд}(\vartheta)$ — носит название удельной ЭОП, т. е. ЭОП, приходящейся на единицу поверхности (размерности m^2/m^2). Удельная ЭОП зависит от электрических параметров цели, ее шероховатости и, кроме того, от угла падения ϑ .

Импульсные РЛС кругового обзора можно использовать для наблюдения за такими океанологическими объектами, как ледяной покров и взволнованная поверхность моря. Однако разрешающая способность их в тангенциальном направлении оказывается совершенно недостаточной для распознавания отдельных деталей этих океанологических объектов. Принципиально новые возможности дают РЛС бокового обзора (РЛС БО), которые устанавливаются на самолетах. Антенны РЛС БО размещаются слева и справа вдоль фюзеляжа самолета и имеют длину несколько метров. Вследствие этого в горизонтальной плоскости создается узкая диаграмма направленности антенны (см. (5.9)), которая обеспечивает высокое пространственное разрешение в тангенциальном направлении (см. (5.13) и (5.14)) даже на значительном удалении от самолета. В вертикальной плоскости диаграмма направленности является широкой. Оси диаграмм направленности антенн левого и правого бортов направлены перпендикулярно диаметральной плоскости самолета. При движении самолета происходит облучение двух полос слева и справа от линии пути самолета, т. е. боковой обзор. Относительно узкая полоса вдоль самой линии пути самолета остается не освещенной. Современные РЛС БО при высоте полета в 8—10 км могут обеспечить ширину полосы обзора с каждого борта в 35—40 км. При этом ширина неосвещенной полосы под самолетом примерно равна высоте полета. Излучаемые РЛС БО короткие импульсы обуславливают высокое разрешение по дальности. Схематическое представление о принципе работы РЛС БО дает рис. 5.4.

На рис. 5.4, а в верхней части изображено горизонтальное сечение диаграмм направленности РЛС БО, в нижней части вертикальное сечение. Область пространства, занимаемая зондирующим импульсом, заштрихована. При достижении зондирующим

импульсом элемента поверхности, находящегося от самолета на горизонтальном расстоянии D , возникает отраженный сигнал, величина которого пропорциональна отражающим свойствам данного элемента. Через промежуток времени t_3 после излучения зондирующего импульса отраженный сигнал придет в приемник РЛС БО. Легко видеть по аналогии с (5.11), что этот промежуток определяется как

$$t_3 = \frac{2D_n}{c}, \quad (5.18)$$

где D_n — наклонная дальность до отражающего элемента поверхности.

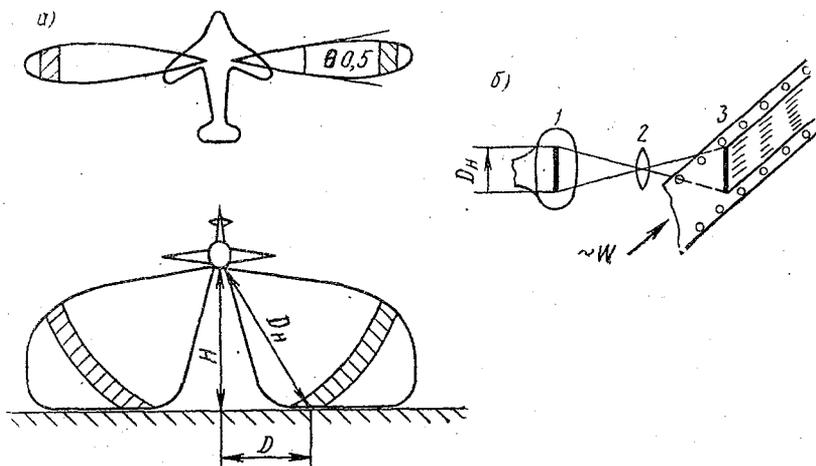


Рис. 5.4. Принцип действия РЛС бокового обзора.

Очевидно, что

$$D_n^2 = D^2 + H^2, \quad (5.19)$$

где H — высота полета самолета.

От элементов поверхности, находящихся на других удалениях D (и D_n) от самолета, отраженные сигналы будут, естественно, приходиться в различные моменты времени. Для регистрации результатов наблюдений РЛС БО используется электронное фоторегистрирующее устройство (ЭФРУ), в которое входит электронно-лучевая трубка 1 (рис. 5.4, б) без послесвечения с одной линией развертки времени (или, что то же, развертки наклонной дальности D_n) и яркостной отметкой величины отраженного сигнала. Таким образом формируется так называемая строка разложения. С помощью оптического устройства 2 линия развертки (строка разложения) проектируется на фотопленку 3, которая

протягивается в перпендикулярном направлении со скоростью, пропорциональной путевой скорости самолета W .

Таким образом, принцип регистрации здесь аналогичен получению изображения с помощью щелевого АФА (см. § 2.4). Качество изображения местности, получаемого РЛС БО, приближается к аэрофотоснимкам.)

(Для освещения полос местности слева и справа от маршрута самолета можно применить две РЛС (фактически автономные) с отдельными индикаторами для левого и правого лучей, либо поочередную работу с помощью антенного коммутатора и двух индикаторов в одной РЛС. В последнее время появились устройства, которые позволяют осуществлять передачу по радио изображения РЛС БО.)

§ 5.3. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ АКТИВНЫХ РАДИОЛОКАЦИОННЫХ СТАНЦИЙ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ОКЕАНОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ

(Опыт использования РЛС для определения океанологических параметров, а также проведенные в этом направлении многочисленные исследования показывают, что с помощью активных радиофизических методов можно получить: статические и динамические характеристики ледяного покрова; характеристики морского волнения; данные о загрязнении поверхности океана.)

Рассмотрим кратко методы использования активных РЛС для получения указанной информации.

Ледовую обстановку в окрестностях судна можно непосредственно наблюдать на экране индикатора судовой РЛС кругового обзора. Однако наблюдаемая картина, характеризующая распределение льда на обозреваемой площади, форму и размер отдельных льдин, а также пространств чистой воды, зависит от разрешающей способности РЛС и степени шероховатости ледовых образований.) Поскольку радиолокационное наблюдение ледовой обстановки здесь производится под малыми углами скольжения (т. е. углами между направлением оси диаграммы направленности антенны и горизонтальной плоскостью), то низкие гладкие льдины практически не создают рассеянного в обратном направлении сигнала. Поэтому, (например, ровный сплошной лед не дает изображения на экране РЛС. С увеличением неровностей на поверхности льда усиливается и отраженный сигнал от него, что способствует созданию на экране индикатора изображения ледовых образований. Торосистый лед и отдельные толстые, возвышающиеся над водой мелко- и крупнобитые льдины, имеющие площадки, нормальные к радиолучу, дают четкие изображения. В непосредственной близости от судна по изображению на экране индикатора РЛС можно удовлетворительно оценить и сплоченность льда.)

(Однако малая разрешающая способность РЛС кругового обзора, особенно в тангенциальном направлении (см. (5.14)), приводит к тому, что, начиная с некоторого удаления D , изображения

отдельных льдин начинают сливаться и сплоченность льда, определяемая по экрану индикатора (так называемая «кажущаяся»), начинает значительно превосходить истинную сплоченность. Созданы специальные графики (В. Л. Цуриков, 1965), которые позволяют переводить «кажущуюся» сплоченность льда в истинную.

Судовыми РЛС достаточно хорошо также обнаруживаются айсберги (крупные высокие айсберги на расстоянии 15—20 миль). Однако и здесь на дальность обнаружения влияет форма их надводной части. Айсберги с крутыми склонами обнаруживаются дальше, чем с пологими склонами.

Многие из отмеченных ограничений и недостатков радиолокационного метода наблюдений за ледовой обстановкой могут быть уменьшены при использовании самолетных штатных РЛС. При этом значительно увеличивается площадь обзора РЛС, а также размеры акватории, в пределах которой можно с большей достоверностью оценивать по изображению сплоченность льда. Возрастают возможности обнаружения тонкого гладкого льда за счет увеличения угла скольжения, под которым он наблюдается с самолета. Однако и в этом случае полностью сохраняются нежелательные эффекты, связанные с недостаточным пространственным разрешением таких РЛС.

Появление РЛС бокового обзора и применение их для ледовой авиаразведки существенно повысили качество и информативность добываемых данных о ледовой обстановке. На фотопленках электронного фоторегистрирующего устройства (ЭФРУ) РЛС БО при высоте полета самолета в 6—10 км четко различаются отдельные крупнобитые льдины, контуры ледяных полей, каналы, разводья и некоторые характерные детали поверхности льдов. Общая ширина просматриваемой полосы составляет 75—80 км по обеим сторонам от маршрута полета самолета.

Дешифрирование радиолокационного изображения ледовой обстановки аналогично дешифрированию аэрофотоснимков, хотя имеет некоторые указанные ниже особенности.

Ледовая авиаразведка с использованием РЛС БО ведется, как и аэрофотосъемка льдов, по заранее намеченным маршрутам.

Построение маршрутов определяется решаемой задачей. При разведке ледовой обстановки в целях проводки судов маршрут выбирается по направлению генерального курса проводимого судна. В целях исследования ледовой обстановки в заданном районе моря полеты осуществляются параллельными галсами. Следует подчеркнуть, что расстояния между галсами должны обеспечивать перекрытие освещаемых полос.

Радиолокационное изображение ледяного покрова содержит ряд искажений, обусловленных особенностями его получения. Эти искажения вызваны рядом причин.

Во-первых, как было сказано в § 5.2, положение элемента на строке разложения в ЭФРУ определяется его наклонной дальностью от РЛС БО. Следовательно, масштаб изображения в пер-

пендикулярном к курсу самолета направелнии, т. е. по нормали к боковой кромке фотопленки ЭФРУ, изменяется от точки к точке.

Если обозначить номинальный масштаб системы РЛС БО — ЭФРУ через $\frac{1}{m'} = \frac{\Delta l}{\Delta D_n}$, где Δl — длина отрезка на строке раз-

ложения; ΔD_n — соответствующее этому отрезку приращение наклонной дальности D_n , то истинный масштаб изображения

$\frac{1}{m} = \frac{\Delta l}{\Delta D}$ с учетом (5.19) выразится как

$$\frac{1}{m} = \frac{1}{m'} \frac{D}{D_n}, \quad (5.20)$$

где D — горизонтальная дальность.

Из (5.20) видно, что наибольшие искажения радиолокационного изображения имеют место вблизи от маршрута полета самолета, а наименьшие — на краю изображения, где $D_n \rightarrow D$. Эти искажения можно исправить путем применения специальной палетки, разработанной В. С. Лоциловым. В последних типах РЛС БО применяется не линейная развертка времени (дальности), а параболическая, что автоматически исключает этот вид искажений изображения.

Вторым фактором, обуславливающим искажение истинного пространственного распределения льда, является снос самолета ветром. Вследствие этого продольная ось фюзеляжа самолета не совпадает с направлением пути и ось диаграммы направленности антенны РЛС БО не располагается нормально к линии пути. Поэтому на фотопленке ЭФРУ строки разложения скошены по отношению к ее боковой кромке.

В-третьих, скорость протяжки пленки в ЭФРУ лишь приблизительно соответствует путевой скорости самолета в масштабе изображения. Это вызывает растяжение или сжатие изображения ледяного покрова вдоль линии пути самолета. Поскольку угол сноса самолета и его путевая скорость изменяются в процессе полета, то, естественно, соответственно меняется и характер искажения радиолокационного изображения.

(Искажения радиолокационного изображения ледяного покрова создают трудности при его дешифрировании. Сплоченность льда в отдельных участках освещаемых полос оценивается по изображению неправильно (является завышенной или, наоборот, заниженной), размеры льдин или пространств чистой воды также могут не соответствовать их действительным величинам, конфигурация этих объектов отличается от истинной.)

Поэтому анализ изображений ледовой обстановки должен предваряться трансформацией радиолокационного снимка. Исходными данными для такого преобразования являются точные дан-

ные о пути и скорости самолета в период съемки. Эта задача легко решается, если на радиолокационном изображении имеются неподвижные объекты (береговая черта, острова, навигационные ординаты и т. п.). Тогда по изображению определяют кратчайшую наклонную дальность D_n до неподвижных объектов и переводят ее в горизонтальную дальность D . Затем берут морскую карту, масштаб которой близок к среднему масштабу радиолокационной съемки, и из точек, соответствующих неподвижным объектам на радиолокационном изображении, радиусами, равными горизонтальным дальностям до самолета, проводят дуги окружностей. Касательные к этим дугам будут являться фактической линией пути самолета.

В случае отсутствия в полосе обзора РЛС БО неподвижных объектов фактическая линия пути самолета может восстанавливаться по результатам определения места самолета с помощью радионавигационных средств. В связи с этим особое значение приобретает точная прокладка пути самолета, которую рекомендуется вести на путевой морской карте.

Необходимо отметить, что самолет с РЛС БО и устройством для передачи радиолокационного изображения по радио является весьма эффективным средством освещения ледовой обстановки для ледоколов, осуществляющих проводку караванов судов во льду.

Анализируя принятое по радио изображение ледяного покрова в окрестностях каравана, можно выбирать оптимальный путь. Основная трудность, которая возникает при проведении такого анализа, заключается в определении взаимного расположения ледокола и самолета в период съемки и в привязке радиолокационного изображения льдов к пути ледокола. Решение этой задачи существенно облегчается, если осуществляется слежение за самолетом с помощью РЛС ледокола и прокладка пути самолета на дедоколе.

Радиолокационные станции бокового обзора могут успешно применяться для определения дрейфа льда в прибрежной зоне, а также сжатия и разрежения льдов.

Определение дрейфа льда основано на сравнении местоположения отдельных льдин по двум последовательным радиолокационным изображениям одного и того же района моря, полученным через определенный промежуток времени путем проведения повторных съемок. В общих чертах радиолокационный метод определения дрейфа льда напоминает определение перемещений льда по аэрофотоснимкам (см. § 3.5), но вместе с тем имеет и отличия.)

Общим, в частности, является необходимость получения на радиолокационных снимках и аэрофотоснимках изображений неподвижных объектов, которые могут служить опорными точками для точного определения местоположения льдин. Поэтому и в том, и в другом случаях достоверные количественные данные о скоро-

сти и направлении дрейфа льда можно получить только в прибрежном районе моря.

Вместе с тем опознавание одних и тех же ледовых образований на фотопленках ЭФРУ при повторных съемках вызывает значительные трудности. (Под влиянием описанных выше искажений радиолокационного изображения одни и те же льдины могут существенно различаться по своей конфигурации на пленках смежных съемок. Поэтому дешифрирование радиолокационных изображений должно производиться комплексно с учетом взаимного расположения многих льдин, их размеров, формы, рисунка поверхности. Во внимание принимаются различия в прокладке галсов смежных полетов, вероятная величина дрейфа льда, возможность изменения конфигурации и размеров льдин вследствие их разлома. Учитывается также, что часть льдин, расположенная в полосе обзора одного из бортов самолета, за промежуток времени между смежными съемками может переместиться в непроглядимую зону вблизи от пути самолета или в полосу обзора другого борта.)

Опыт показывает, что минимальные размеры дважды опознаваемых льдин в зонах со сплоченностью 5—6 баллов составляют около 500 м, а при сплоченности 10 баллов — 1500—1600 м.

Последовательные положения опознанных льдин наносятся на крупномасштабную морскую карту и на ней определяются графическим путем векторы перемещения льдин за интервал времени между последовательными съемками. Это позволяет составить представление о поле векторов дрейфа льда. Таким образом можно установить, например, влияние изрезанности берега на образование вихревых зон, наличие стамух, представляющих опасность для мореплавания и т. п.

Относительная ошибка определения скорости дрейфа составляет обычно 1—2% и только вблизи берега в зонах слабого дрейфа она увеличивается до 10—20%. Погрешность определения направления дрейфа льда в основном не превышает 5°.

Радиолокационная съемка льдов с помощью РЛС БО дает возможность определять факт и даже некоторые количественные характеристики такого важного для мореплавания явления, как сжатие льдов. Известно, что одним из признаков сжатия льдов является разлом ледяных полей вблизи границы припая или у берега при нажимном дрейфе льда. На фотопленках ЭФРУ отчетливо различаются обычно не только контуры поля и его обломков, но и некоторые характерные детали их поверхности, что позволяет выделять линии разлома поля и определять величину смещения обломков. Другим признаком сжатия льдов являются нагромождения битого и тертого льдов, образующиеся в дрейф-разделах, т. е. на границах зон, в которых скорость и направление дрейфа резко различны. Эти нагромождения льдов видны на радиолокационных изображениях в виде темных прямолинейных полос, имеющих протяженность иногда до сотни километров.

Проведение повторных радиолокационных съемок одного и того же района моря позволяет с большей достоверностью выявить факт и местоположение сжатия льдов, а также определить некоторые количественные характеристики этого явления.

Так, если при первоначальной съемке обнаружены крупные каналы и разводья, а при повторной съемке, через один-два дня, они не обнаруживаются, то можно утверждать, что в этот период здесь происходило сжатие льдов.

Количественные характеристики сжатия и разрежения льдов можно определить по деформации условного контура ледяного покрова на последовательных радиолокационных изображениях. Границы этого условного контура в виде какой-либо фигуры обозначаются льдинами с характерной конфигурацией или структурой поверхности. Если в начальный момент времени t площадь поверхности моря, занятую каким-либо условным контуром, обозначить S_1 , а через промежуток времени Δt площадь этого контура станет S_2 , то относительную скорость деформации площади контура можно выразить как

$$\mu = \frac{S_2 - S_1}{S_1 \Delta t} \quad (5.21)$$

Легко видеть, что величина μ характеризует дивергенцию поля скоростей дрейфа льда. Если $\mu < 0$, то имеет место сжатие льда и, наоборот, $\mu > 0$ соответствует разрежению льда. Абсолютная величина μ характеризует интенсивность процессов сжатия или разрежения льда.

Следует заметить, что на точность определения μ оказывают влияния искажения радиолокационного изображения.

В последние годы проведены успешные опыты по измерению толщины неподвижного и дрейфующего льда с помощью импульсных РЛС, установленных на самолете (В. В. Богородский, 1973 г., М. И. Финкельштейн, 1973 г.).

Принцип определения толщины льда прост и состоит в следующем. Если с помощью импульсной РЛС, размещенной на самолете, производить наблюдения поверхности морского льда в надир, то, например, на индикаторе с амплитудной отметкой цели (типа А) должны быть видны два отраженных импульса: первый — от поверхности раздела воздух — лед и второй — от поверхности раздела лед — вода. Измеряя на индикаторе разность моментов прихода указанных отраженных импульсов Δt можно определить толщину льда $h_{\text{л}}$ по очевидной формуле (см. (5.11)):

$$h_{\text{л}} = \frac{c_{\text{л}}}{2} \Delta t, \quad (5.22)$$

где $c_{\text{л}}$ — скорость распространения радиоволн во льду.

Описанный принцип может быть реализован при выполнении двух следующих условий. Во-первых, отраженные сигналы от поверхностей раздела различных сред могут возникнуть только в том случае, когда имеются различия в электрофизических свойствах этих сред. Во-вторых, необходимо, чтобы ослабление радиоволн при распространении их в толще льда было относительно малым. В противном случае зондирующий импульс не достигнет нижней границы льда и отраженный от нее сигнал не сможет возникнуть.

Теоретические расчеты и натурные наблюдения показывают, что для сантиметровых, дециметровых и метровых радиоволн и морского льда толщиной от 30—50 см до предельной величины, встречающейся в Центральной Арктике, указанные условия в основном выполняются.

Из выражения (5.22) видно, что определяемая толщина льда $h_{\text{л}}$, кроме значения Δt , зависит также от величины скорости распространения радиоволн в толще льда $c_{\text{л}}$ в вертикальном направлении, которая не является постоянной. Экспериментальным путем установлено, что $c_{\text{л}}$ изменяется в значительных пределах в зависимости от длины применяемых радиоволн, структуры и возраста льда и от его солености. Так, по данным В. П. Трипольникова, полученным им на «СП-19», скорость электромагнитных волн метрового диапазона составляет 100 м/мкс в однолетнем льду толщиной 80—100 см, а в наковом пористом льду достигает величины 190—200 м/мкс.

Такой большой разброс возможных значений $c_{\text{л}}$ влечет значительную ошибку в определении толщины льда.

Следует отметить, что закономерности распространения радиоволн во льду изучены в настоящее время недостаточно. Поэтому, несмотря на принципиальную простоту метода измерения толщины льда с помощью импульсных РЛС, для его широкого практического использования необходимо решение ряда исследовательских и технических вопросов, связанных с оптимальным выбором рабочей частоты РЛС, их энергетических характеристик и определением скорости распространения радиоволн во льду.

В последнее время много внимания уделяется применению радиолокационных станций для получения характеристик морского волнения. Предложено большое количество способов и приемов, позволяющих в принципе получать данные о параметрах морского волнения с помощью радиотехнических средств.

Уже сам факт существования большого числа различных способов свидетельствует о том, что каждый из них не является универсальным и обладает недостатками. Вместе с тем широкий фронт исследований по изысканию новых методов определения параметров морского волнения с помощью радиотехнических средств дает основание надеяться на то, что в ближайшее время будут найдены эффективные способы, удовлетворяющие со всех точек зрения потребности науки и практики гидрометеорологиче-

ского обеспечения и целесообразность внедрения которых не будет вызывать сомнений. В настоящее время серийные радиолокационные волнографы пока не существуют.

Все известные методы определения характеристик взволнованной морской поверхности с помощью активных радиолокационных станций основываются на использовании закономерностей рассеяния радиоволн взволнованной морской поверхностью. В настоящее время еще нет общепризнанной, универсальной теории рассеяния радиоволн морскими волнами любых размеров. Поэтому при разработке методов определения характеристик взволнованной поверхности с помощью радиолокационных средств применяют упрощенную, так называемую двухмасштабную, модель морского волнения. Считается, что волнение можно представить состоящим из крупных пологих волн, которые покрыты мелкой рябью, соизмеримой с длиной волны радиолокационного зондирующего сигнала. Такой подход позволил объяснить многие вопросы рассеяния радиоволн сантиметрового диапазона взволнованной морской поверхностью и получить достаточно простые расчетные формулы. Большинство исследователей в своей работе исходит именно из этой модели.

Закономерности рассеяния ультракоротких радиоволн применительно к двухмасштабной модели взволнованной морской поверхности можно в упрощенном виде сформулировать следующим образом. В том случае, когда угол визирования морской поверхности Φ (т. е. угол между местной вертикалью и направлением оси главного лепестка диаграммы направленности антенны радиолокатора) не превышает $20-30^\circ$, то удельная эффективная площадь рассеяния — $\sigma_{уд}$ (см. главу 1) определяется главным образом влиянием крупных волн (когерентная составляющая рассеяния). Когда наблюдения производятся в направлении, близком к надиру ($\Phi \rightarrow 0$), наибольшая величина удельной ЭПР имеет место при гладкой поверхности моря; это легко объясняется тем, что в данном случае мы имеем дело практически с зеркальным обратным отражением радиоволн. По мере увеличения степени волнения и появления наклонных площадок на профилях волн $\sigma_{уд}$ начинает уменьшаться, так как рассеяние происходит не только в обратном к антенне РЛС направлении, но и в других примыкающих к нему направлениях. Индикатриса рассеяния становится все более широкой и доля поступающей в обратном направлении электромагнитной энергии уменьшается. С увеличением угла визирования (до $20-30^\circ$) удельная эффективная площадь рассеяния начинает уменьшаться при любой степени волнения. Однако это уменьшение более резко выражено при слабом волнении, так как большая доля рассеянной энергии в этом случае не попадет в зону диаграммы направленности антенны радиолокатора, а уйдет в сторону. В случае сильного волнения на взволнованной поверхности более вероятно появление площадок, нормальных к радиолучу и обуславливающих отраженные в обратном направлении

радиоволны. Поэтому увеличение угла визирования не приводит к столь быстрому убыванию удельной эффективной площади рассеяния, как это имеет место при слабом волнении.

Если наблюдения за взволнованной поверхностью моря с помощью радиолокационных станций производить при больших углах визирования, превышающих $20-30^\circ$, то в этой области влияние крупных морских волн становится несущественным, а основной вклад в отраженный сигнал начинают вносить мелкие капиллярные волны, обладающие значительными уклонами.

Рассеяние радиоволн здесь носит избирательный характер, выражающийся в том, что наиболее существенное воздействие на величину обратно отраженного сигнала оказывают те волны, для которых справедливо условие резонанса:

$$\Lambda_{\text{рез}} = \frac{\lambda}{2 \sin \phi}, \quad (5.23)$$

где $\Lambda_{\text{рез}}$ — резонансная длина морских волн; λ — длина используемой радиоволны; ϕ — угол визирования.

Из выражения (5.23) видно, например, что при $\lambda = 3,0$ см и $\phi = 30^\circ$ $\Lambda_{\text{рез}}$ равна также 3,0 см, т. е. действительно здесь рассеянный сигнал формируют мелкие волны — рябь, которые в соответствии с двухмасштабной моделью волнения располагаются на склонах крупных гравитационных волн. Поскольку статистическая связь между мелкими волнами прослеживается лишь на малых расстояниях или, как говорят, радиус корреляции здесь мал, то такие волны считаются независимыми элементарными отражателями, случайным образом расположившимися на склонах крупных волн. Соответственно фазы радиоволн, рассеянных этими элементарными отражателями, изменяются случайным образом, поэтому интенсивности их могут складываться некогерентно.

Угол ϕ в выражении (5.23) представляет собою угол между падающим радиолучом и нормалью к склону крупной морской волны, на котором расположились элементарные излучатели. Следовательно, при равноценности отражающих элементов амплитуды отраженных сигналов от различно наклоненных к горизонту участков склонов крупных морских волн будут отличаться друг от друга.

Удельная эффективная площадь рассеяния $\sigma_{\text{уд}}$ зависит от крутизны мелких волн, чем значительнее уклоны их, тем больше величина удельной ЭПР. Если же учесть указанный выше избирательный характер рассеяния радиоволн, легко видеть, что удельная эффективная площадь рассеяния в рассматриваемом случае будет увеличиваться по мере роста высот волн, удовлетворяющих условию резонанса (5.23). Поскольку высоты морских волн, составляющих рябь, связаны с локальным полем ветра, описанное явление предоставляет возможность определения скорости ветра в придном слое атмосферы.

Таким образом, можно заключить, что радиолокационный эхосигнал от взволнованной морской поверхности возникает при облучении ее в широком диапазоне углов визирования. Регистрируя отраженный радиолокационный сигнал и проводя его обработку, можно получить информацию о многих характеристиках взволнованной морской поверхности.

Радиолокационные методы определения характеристик морского волнения могут опираться в принципе на любые параметры отраженного сигнала: время запаздывания, изменение формы импульса, амплитудные, фазовые и поляризационные характеристики. Однако пока не все они по ряду причин применяются для решения рассматриваемой задачи. Известные к настоящему времени методы основываются на использовании времени запаздывания отраженного сигнала от различных точек волнового профиля, эффекте уширения отраженного импульса (см. § 4.4), анализе амплитудных и фазочастотных характеристик отраженного сигнала.

Простейшим радиолокационным методом определения параметров морского волнения является визуальное наблюдение или фоторегистрация экрана судовой радиолокационной станции кругового обзора. При высоте антенны РЛС в несколько десятков метров и широкой диаграмме направленности в вертикальной плоскости углы визирования взволнованной поверхности моря будут составлять величину примерно от $40 \div 50^\circ$ и более. Следовательно, отраженный сигнал будет обусловлен мелкими волнами — рябью, покрывающей склоны крупных волн и составляющей ансамбль независимых элементарных отражателей. Вследствие недостаточной разрешающей способности РЛС как по дальности, так и в тангенциальном направлении каждая мелкая волна не будет видна на индикаторе кругового обзора. Но отраженные сигналы от множества таких волн, складываясь некогерентно, создадут суммарный эхо-сигнал, который изобразится на экране ИКО в виде пятна определенной яркости. Интенсивность суммарного эхо-сигнала будет определяться величиной уклона крупных волн, поскольку, как указывалось выше, резонансная длина мелких морских волн, вносящих основной вклад в величину отраженного сигнала, зависит от угла между радиолучом и нормалью к склону крупной волны (см. (5.23)). Следовательно, при фиксированном значении длины радиоволны λ , свойственной определенной РЛС и характерной для данных условий длине волны ряби λ , резонанс наступит только в случае соблюдения соотношения (5.23), т. е. при необходимом значении угла θ или (что то же) уклоне крупной волны. Мощность отраженного сигнала в этих условиях будет максимальной. При других значениях уклона крупных волн (и углах θ) мощность эхо-сигнала уменьшается. Таким образом, пространственное распределение мощности отраженного сигнала на обозреваемой РЛС кругового обзора акватории будет соответствовать пространственному распределению

величин уклонов крупных морских волн. Поскольку при яркостной индикации эхо-сигнала на индикаторе кругового обзора яркость светового пятна на экране прямо пропорциональна величине принятого приемником РЛС эхо-сигнала, распределение яркости на экране ИКО подобно распределению уклонов морских крупных волн на обозреваемой РЛС акватории моря. Естественно, локация той или иной морской волны, т. е. определение места ее по отношению к судну, осуществляется обычным образом по фиксации времени запаздывания сигнала и по азимуту оси главного лепестка диаграммы направленности в момент наблюдения, отображающихся на ИКО в виде положения радиуса развертки и расстояния светового пятна от центра экрана.

Количественное описание принципа получения радиолокационного изображения взволнованной поверхности моря на индикаторе РЛС аналогично изложенной в § 3.4 схеме формирования оптического изображения вне зоны блика. Различия состоят лишь в том, что вместо яркости элементов поверхности B в выражениях (3.18), (3.19), (3.20) и (3.22) следует использовать интенсивность эхо-сигнала, а вместо освещенности изображения E необходимо оперировать яркостью экрана ИКО. Кроме того, соотношения между полярными координатами точки объекта и точки изображения будут определяться не масштабом снимка m , а масштабом шкалы ИКО. Коэффициент k в (3.19) должен быть, естественно, заменен другой величиной, связывающей интенсивность эхо-сигнала и яркость отметки на экране ИКО. Необходимо подчеркнуть, что эти различия не являются принципиальными и поэтому рассуждения, приведенные в § 3.4, можно использовать (с учетом указанных выше различий и особенностей) и для уяснения принципа получения радиолокационного изображения взволнованной поверхности моря.

Итак, различно наклоненные к горизонту площадки взволнованной морской поверхности обуславливают их разную яркость на экране ИКО. Изменение знака уклонов волн (на наветренном и подветренном склонах) определяют появление резких контрастов яркости радиолокационного изображения и позволяют наблюдать морские волны на экране ИКО в виде чередования ярких и темных пятен. Таким образом, в данном методе используются закономерности изменения мощности отраженного радиолокационного сигнала в зависимости от параметров морского волнения (или, что то же, — амплитуды сигнала), поэтому этот метод носит название амплитудного. Фотографируя экран ИКО, мы получаем картину взволнованной поверхности, которую затем можно подвергнуть обработке и, так же как по аэрофотоснимку, определить общий характер волнения, а также длины и скорости волн. При этом для нахождения скорости распространения волн необходимо сделать два последовательных снимка через определенный промежуток времени, который выбирается с таким расчетом,

чтобы конфигурация какой-либо конкретной волны изменилась мало и ее можно было бы опознать на обоих снимках.

Обработка радиолокационных изображений морского волнения аналогична обработке аэрофотоснимков, основы которой описаны в § 3.4.

Для определения периода волн необходимо проследить непосредственно по экрану ИКО прохождение через какую-либо фиксированную точку (например, точку пересечения визира и круга дальности) двух и более гребней волн и зафиксировать промежутки времени между этими событиями. Обычно отражения от волн покрывают большую часть экрана ИКО и образуют систему полос и пятен различной яркости и меняющейся конфигурации. Поскольку профили ветровых волн ассиметричны (подветренные склоны имеют большие уклоны, чем наветренные), то эхо-сигналы от подветренных склонов имеют большую интенсивность, чем от наветренных и видны на больших расстояниях.

Минимальные размеры волн, которые могут наблюдаться на экране ИКО, определяются размерами площадки разрешения РЛС — S_p (см. (5.15)). Необходимо заметить, что размеры площадки разрешения при углах θ , больших $40 \div 50^\circ$, растут за счет ухудшения тангенциальной разрешающей способности с увеличением дальности D до объекта наблюдения. Следовательно, вблизи от РЛС можно наблюдать более мелкие волны, а с удалением от нее размеры разрешаемых волн увеличиваются. С удалением от РЛС, т. е. с увеличением угла θ , создаются условия для экранирования дальних волн близлежащими и поэтому достоверность результатов наблюдений понижается.

Все эти факторы снижают качество информации о волнении, получаемой от судовой РЛС кругового обзора. Поэтому, как правило, при анализе ее ограничиваются суждениями качественного характера. Количественные данные получают недостаточно представительными и точными. Лучшие результаты могут быть получены с помощью самолетных штатных РЛС, но наиболее точную и достоверную информацию о морском волнении можно получить с помощью радиолокационных станций бокового обзора. Принцип получения радиолокационного изображения взволнованной поверхности моря издесь аналогичен тому, который описан выше для судовых РЛС, т. е. эхо-сигнал также формируется отражением от мелких волн — ряби. Однако высокая разрешающая способность РЛС БО в тангенциальном направлении позволяет получать радиолокационное изображение в взволнованной поверхности моря высокого качества.

Углы визирования θ при использовании РЛС БО изменяются примерно от 40 до 70° , что, с одной стороны, обеспечивает практическое постоянство разрешающей способности по всему полю радиолокационного изображения, а с другой, исключает возможность экранирования дальних волн близлежащими.

Радиолокационные изображения, полученные с помощью РЛС БО, с успехом поддаются обработке на установках для гармонического анализа изображений взволнованной поверхности моря (см. § 3.4), в результате чего получают двумерные спектры уклонов морских волн $S_{\alpha}(\chi, \theta)$, из которых затем определяются многие параметры волнения. Имеется достаточно большой опыт в получении двумерных спектральных характеристик взволнованной поверхности моря по ее радиолокационным изображениям (А. А. Загородников, 1978 г.), который дал интересные и важные результаты. В частности, было установлено, что спектр волнения является, чаще всего, узкополосным, т. е. что в совокупности морских волн преобладают волны с какой-либо характерной (или близкой к ней) длиной волны, четко фиксируются системы волн различного направления, можно обнаружить асимметрию профиля волн и по ней определить направление распространения и т. п. В целом амплитудный метод, несмотря на некоторые недостатки, является простым и перспективным. К недостаткам следует, в частности, отнести то, что получаемые спектральные плотности параметров волнения (уклонов или высот волн) выражены не в натуральных единицах измерения, а в некоторых множителях, т. е. они определяются с точностью до постоянного множителя. Определить величину этого постоянного множителя можно путем сравнения радиолокационных данных с результатами контактных волнографных измерений, т. е. путем проведения градуировки. Следует, однако, отметить, что данные такой градуировки в сильной степени зависят от условий наблюдений и быстро устаревают.

Свободным от этого недостатка является метод определения параметров морского волнения, использующий фазочастотные характеристики отраженного радиолокационного сигнала. Суть этого метода состоит в следующем. Известно, что частицы воды при наличии волнения участвуют в орбитальном движении, причем составляющие скоростей максимальны на поверхности моря и с глубиной убывают примерно по экспоненциальному закону. Горизонтальные составляющие линейных скоростей орбитального движения частиц в свою очередь будут наибольшими (по модулю) в окрестностях гребня и подошвы волн и наименьшими в средних частях склонов волн. Таким образом, скорости орбитального движения частиц воды при волнении будут распределяться по профилю волны прямо пропорционально отклонениям ординат волнового профиля от среднего положения невозмущенного уровня моря. Легко также видеть, что зависимость между распределением орбитальных скоростей и уклонов волн по профилю волны будет обратно пропорциональной. Определены, как известно,

и количественные характеристики этих зависимостей для волнового поля, которые выражаются в следующем виде:

$$S_{\alpha}(\kappa, \theta) = \frac{\kappa th \kappa Z'}{g} S_v(\kappa, \theta); \quad (5.24)$$

$$S_z(\kappa, \theta) = \frac{th \kappa Z'}{g \kappa \sin^2 \theta} S_v(\kappa, \theta), \quad (5.25)$$

где $S_{\alpha}(\kappa, \theta)$ и $S_z(\kappa, \theta)$ — двумерные спектры уклонов и возвышений поля волнения (см. § 3.4); $\kappa = \frac{2\pi}{\Lambda}$ — пространственная частота; θ — угол, характеризующий направление распространения данной спектральной компоненты; g — ускорение силы тяжести; Z' — глубина места; $S_v(\kappa, \theta)$ — двумерный спектр горизонтальной составляющей скорости орбитального движения частиц воды.

Таким образом, если имеется способ определения скоростей орбитального движения частиц воды при волнении, то предоставляется возможность получать информацию и о других характеристиках волнового поля — уклонах волн и ординатах волнового профиля.

Для определения скоростей орбитального движения частиц воды применяются радиолокационные станции, использующие фазово-частотные характеристики эхо-сигнала и эффект Доплера.

В схематическом, упрощенном виде действие таких РЛС можно описать следующим образом. Облучая взволнованную поверхность моря под достаточно большими углами визирования θ , превышающими 30° , получают от нее эхо-сигнал, сформированный, как и в случае амплитудного метода, ансамблем независимых элементарных излучателей — волнами ряби, располагающимися на склонах крупных морских волн. Далее принимается предположение, что волны ряби (элементарные отражатели) движутся по склону волны со скоростями, равными (по модулю и направлению) скоростям орбитального движения частиц воды в поверхностном слое моря. Поэтому задача определения скоростей орбитального движения частиц воды при волнении сводится к измерению скоростей элементарных отражателей — волн ряби.

В современной радиолокации для определения скоростей движущихся объектов широко используется эффект Доплера, который выражается в изменении фазы отраженной от движущейся цели радиоволны и частоты отраженного сигнала.

Как известно, согласно эффекту Доплера, если радиолокационная станция ведет наблюдения за движущейся по отношению к ней с радиальной скоростью v_r точечной целью, то частота отра-

женного от нее сигнала f_c отличается от частоты зондирующего сигнала f_0 на величину

$$f_d = |f_c - f_0| = \frac{2|v_p|}{\lambda}, \quad (5.26)$$

где λ — длина волны РЛС.

Величина f_d именуется доплеровской частотой (частотой Доплера, доплеровским сдвигом частоты и т. д.).

При этом, если цель удаляется от РЛС ($v_p > 0$), то $f_d < 0$, т. е. частота отраженных колебаний ниже, чем излучаемых. При сближении цели с РЛС $f_d > 0$.

Простейшими радиолокационными станциями, способными измерить доплеровскую частоту, являются РЛС с непрерывным излучением. Передатчик такой РЛС вырабатывает немодулированные колебания с частотой f_0 , которые через передающую антенну излучаются в окружающее пространство. Отразившись от движущейся точечной цели, радиоволны с частотой $f_0 \pm f_d$ принимаются приемной антенной РЛС и попадают на вход смесителя, где смешиваются с прямым сигналом передатчика, часть которого просачивается в смеситель или специально вводится туда. Как известно из физики, в том случае, когда происходит смешение (сложение) когерентных гармонических колебаний с близкими частотами, то возникают биения, частота которых равна разности частот слагаемых колебаний, т. е. в нашем случае f_d . Затем эти суммарные колебания (биения) усиливаются усилителем доплеровской частоты и подаются в индикатор, которым служит частотомер. На шкале частотомера считывается величина доплеровской частоты f_d и по формуле (5.26) рассчитывается радиальная скорость движущейся точечной цели. Следует заметить, что РЛС, вырабатывающие когерентные зондирующие сигналы и осуществляющие обработку отраженных сигналов с учетом фазочастотных характеристик, носят название когерентных. Рассмотренные ранее импульсные РЛС являются некогерентными, так как фаза каждого излученного ими импульса является случайной величиной. Более распространенными являются некогерентные РЛС.

Если в результате анализа принятых сигналов начертить график в координатах — частота отраженного сигнала, мощность отраженного сигнала, — т. е. частотный спектр эхо-сигнала, то для точечной цели, двигающейся с постоянной скоростью v_p , он представится в виде одной спектральной линии. Однако, если цель не является точечной, а распределенной, имеющей конечные размеры или состоящей из множества отдельных элементарных отражателей, движущихся с разными скоростями (как это имеет место при наблюдении за взволнованной поверхностью моря), то частотный спектр отраженного сигнала будет характеризоваться целой совокупностью спектральных линий, огибающая которых обычно хорошо аппроксимируется функцией Гаусса (рис. 5.5).

На рис. 5.5 по оси абсцисс отложена шкала доплеровских частот, по оси ординат — шкала мощностей отраженных сигналов, соответствующих данной доплеровской частоте и нормированных по максимуму.

Для характеристики доплеровского спектра употребляются те же параметры, что и для нормального закона распределения вероятностей, т. е. среднее значение доплеровской частоты f_d и дисперсия доплеровских частот $\sigma_{f_d}^2$. Кроме того, часто используется величина, характеризующая половину ширины спектра на уровне 0,5 от максимальной мощности — $\Delta f_{0,5}$ (см. рис. 5.5).

Естественно, для фиксирования доплеровского спектра применяются более сложные устройства обработки сигналов, нежели в описанной выше простейшей когерентной РЛС.

Обстоятельные теоретические и экспериментальные исследования, посвященные использованию доплеровского метода для определения характеристик взволнованной морской поверхности (А. А. Загородников, 1978 г.), привели к получению достаточно простых зависимостей параметров доплеровского спектра от элементов морских волн и спектральных характеристик полей волнения. Поскольку путь их получения является достаточно сложным, приведем соответствующие выражения без вывода.

Так, для определения высоты волн необходимо получить доплеровские спектры при двух взаимно перпендикулярных направлениях луча антенны РЛС и определить их дисперсии $\sigma_{f_d}^2(\theta)$

и $\sigma_{f_d}^2\left(\theta + \frac{\pi}{2}\right)$ или средние доплеровские частоты $f_d(\theta)$

и $f_d\left(\theta + \frac{\pi}{2}\right)$, где θ — азимут луча антенны во время первого измерения. Тогда высота волн

$$h = \frac{\sigma_{f_d}^2(\theta) + \sigma_{f_d}^2\left(\theta + \frac{\pi}{2}\right)}{2k(1 + \cos^2 \vartheta)} = \frac{(\bar{f}_{cp})^2}{k(1 + \cos^2 \vartheta)}, \quad (5.27)$$

где $\bar{f}_{cp} = \frac{1}{2} \left[f_d(\theta) + f_d\left(\theta + \frac{\pi}{2}\right) \right]$; ϑ — угол визирования морской поверхности, а k — коэффициент, зависящий от того, какая высота

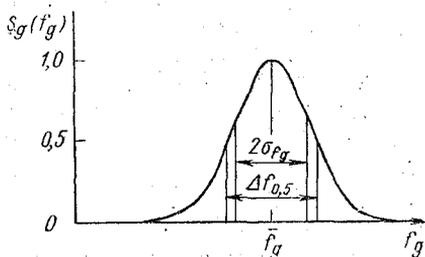


Рис. 5.5. Доплеровский спектр отраженного сигнала.

волн определяется. Для средней высоты волн $k = 0,125$, для высот волн трехпроцентной обеспеченности $k = 0,059$.

Для определения главного направления распространения морских волн необходимо изменять азимут луча антенны РЛС и определять при этом f_d . Максимальное значение f_d соответствует азимуту главного направления распространения, минимальное значение — направлению линии гребней морских волн. Такая закономерность становится понятной, если вспомнить, что горизонтальные составляющие орбитальных скоростей движения частиц воды на взволнованной поверхности совпадают по направлению с распространением морских волн. Тогда, если луч антенны РЛС направлен по лучу главной системы волн, элементарные излучатели движутся в радиальном направлении по отношению к РЛС, $v_p = \max$ и, следовательно, f_d также максимальна. При направлении луча антенны РЛС вдоль гребней волн имеет место обратная картина — v_p и f_d минимальны. Эта же закономерность обуславливает и необходимость двукратного измерения параметров доплеровского спектра при взаимно перпендикулярных азимутах луча антенны РЛС в том случае, когда определяется высота волн (см. (5.27)).

Следует заметить, что параметры доплеровского спектра могут быть оценены и по данным обычных некогерентных РЛС, когда в объеме, занимаемом зондирующим импульсом, имеются как движущиеся по отношению к РЛС, так и неподвижные цели. Как известно, именно такой случай имеет место при наблюдениях взволнованной поверхности моря. Частицы воды, находящиеся вблизи середины склонов крупных морских волн, обладают весьма малыми горизонтальными составляющими скоростей орбитального движения. Осуществляя запись и статистическую обработку эхо-сигнала некогерентной РЛС, характеризующегося флуктуациями во времени огибающей отраженных импульсов, получают затем частотный спектр флуктуаций огибающей $S_\alpha(\mu)$, где $\mu = \frac{2\pi}{T}$, а T — период флуктуаций данной спектральной компоненты. Знак α у спектра свидетельствует о том, что, как было отмечено выше, мы имеем дело с вероятностными характеристиками уклонов волн.

Доказано теоретически и экспериментально, что получаемый частотный спектр $S_\alpha(\mu)$ весьма близок по своим параметрам к параметрам синхронного доплеровского спектра. Это обстоятельство позволяет определять с достаточно высокой степенью точности f_d и σ_d^2 по аналогичным параметрам частотного спектра $S_\alpha(\mu)$.

Необходимо отметить, что сказанное выше относится к той ситуации, когда доплеровская РЛС неподвижна по отношению к взволнованной поверхности моря и площадка разрешения нахо-

дится на фиксированном расстоянии D_0 от РЛС и по определенному неизменяемому азимуту.

Если РЛС размещена на движущемся носителе, например на летательном аппарате, то возникает дополнительное, паразитное расширение доплеровского спектра, приводящее к погрешностям измерения элементов волн и вероятностных характеристик волнового поля. Этот же эффект имеет место в случае применения сканирующих РЛС (т. е. с перемещающимся по азимуту лучом антенны) и при боковом обзоре взволнованной поверхности моря.

Существуют способы уменьшения влияния перемещения луча антенны относительно отражающей поверхности моря на изменение параметров доплеровского спектра, однако они связаны с усложнением конструкции РЛС. Поэтому А. А. Загородниковым были оценены погрешности измерений в зависимости от условий наблюдений, скоростей носителя РЛС и технических характеристик самих РЛС. В результате было установлено, что при дозвуковых скоростях полета носителей РЛС и узкой диаграмме направленности антенны РЛС по азимуту (порядка 1°) данные измерений элементов морских волн с помощью доплеровского метода обладают вполне приемлемой для практики погрешностью. Наилучшие результаты могут быть получены, если направление облучения совмещено с вектором путевой скорости носителя РЛС.

Сравнение экспериментальных синхронных данных по измерениям высот волн с помощью доплеровского метода (судовые и авиационные РЛС) и с помощью контактных волнографов ГМ-62, проведенных в 1973—1974 гг. на различных морях СССР, показало, что различие (среднее квадратическое отклонение) этих результатов измерений находится в пределах 10%.

Как видно, измерение отдельных элементов морских волн с помощью доплеровского метода может осуществляться достаточно просто и надежно даже с использованием обычных некогерентных РЛС. Сложнее обстоит вопрос с применением этого метода для получения статистических характеристик волнового поля (двумерных пространственных и временных спектров). Для решения этой задачи необходимо применение специальных РЛС, которые в настоящее время промышленностью серийно не выпускаются. По-видимому, хорошие результаты могут быть получены при комбинированном использовании одновременно амплитудного и доплеровского методов. В этом случае для измерений могут применяться некогерентные РЛС, к характеристикам которых не предъявляется высоких требований. С помощью доплеровского метода по данным некогерентной РЛС определяется высота морских волн, которая легко пересчитывается по известным в океанологии формулам в дисперсию ординат волнового профиля σ_z^2 . На основании этой величины может быть вычислен неизвестный постоянный множитель, с точностью до которого определяется двумерный пространственный спектр волнения $S_z(x, \theta)$ при помощи ампли-

тудного метода. Таким образом, недостатки амплитудного и доплеровского методов компенсируются достоинствами каждого из них.

Кроме описанных выше методов определения параметров морского волнения с помощью активных РЛС существуют и другие возможности применения их для решения рассматриваемой задачи.

Для получения картины волнового профиля может быть применена самолетная РЛС, узкий луч антенны которой постоянно направлен в нади́р. Такая РЛС работает в режиме высотомера и регистрирует дальность до отдельных точек волнового профиля вдоль линии полета самолета. Однако удовлетворительные результаты при применении этого метода могут быть получены только в том случае, когда размеры площадки разрешения S_p (см. (5.15)) в пять—десять раз меньше исследуемой длины морских волн λ . Это условие предъявляет очень высокие требования к техническим характеристикам РЛС.

Информация о высоте и длине морских волн может быть получена и по данным об уширении отраженного радиолокационного импульса. Существо этого метода принципиально не отличается от описанного в § 4.4, в котором он относится к лазерным локоаторам. Единственное различие состоит в том, что луч радиолокационной станции обладает заметной расходимостью, поэтому объем, занимаемый импульсным пакетом, представляет собой не цилиндр, а усеченный конус с основанием в виде сферического сегмента. Форма импульса на индикаторе РЛС будет также отличаться. Более подробно этот метод рассматривается в курсе «Космические методы исследования океана».

Зависимость мощности отраженного радиолокационного сигнала (и соответственно удельной ЭПР) от величин уклонов ряби при углах визирования $\vartheta > 20^\circ$ создает возможность обнаружения с помощью активных РЛС нефтяной пленки на акваториях морей и океанов.

Как известно, пленка нефти существенно препятствует образованию мелких структурных неоднородностей на морской поверхности (ряби, пены, брызг) или сглаживает их. Это приводит к тому, что суммарная площадь элементарных отражателей, формирующих обратно рассеянный радиолокационный сигнал, уменьшается, соответственно становится меньше удельная ЭПР. Такому процессу способствует также уменьшение углов наклонов ряби при воздействии на нее нефтяной пленки. В конечном счете эффекты, вызванные воздействием нефтяной пленки на мелкомасштабную структуру водной взволнованной поверхности, приводят к существенному уменьшению мощности отраженного радиолокационного сигнала от участков, покрытых пленкой, по сравнению с мощностью сигнала, отраженного от окрестных свободных от нефти пространств.

Экспериментальные исследования, проведенные в 1975 г. на Каспийском море, показали, что удельная ЭПР участков, покрытых нефтяной пленкой, на 7—9 дБ меньше, чем соседних, свободных от нефти. Этот эффект имеет место при углах визирования $30 \div 40^\circ$, скоростях ветра от 2 до 20 м/с и особенно хорошо выражен для перекрестной поляризационной компоненты отраженного сигнала (горизонтальная поляризация излучаемой радиоволны и вертикальная поляризация принимаемой волны). С ростом угла визирования различие в величинах удельной ЭПР увеличивается.

В штилевых условиях не наблюдалось существенного различия в величинах удельной ЭПР, так как мелкомасштабные возмущения здесь не образуются. Таким образом, при полете на летательном аппарате, оборудованном РЛС, и проведении радиолокационных наблюдений водной поверхности под достаточно большими углами визирования резкое уменьшение отраженного сигнала может служить хорошим признаком наличия в исследуемом районе нефтяного загрязнения.

ЛИТЕРАТУРА

1. В. В. Богородский, А. И. Козлов, Л. Т. Тучков. Радиотепловое излучение земных покровов. Л., Гидрометеиздат, 1977. 224 с.
2. В. В. Дремлюг. Методы океанологических исследований и обработка наблюдений. М., Рекламинформбюро ММФ, 1976. 178 с.
3. А. А. Загородников. Радиолокационная съемка морского волнения с летательных аппаратов. Л., Гидрометеиздат, 1978. 239 с.
4. В. Е. Зуев. Лазер-метеоролог. Л., Гидрометеиздат, 1974. 178 с.
5. А. С. Кучко. Аэрофотография. М., «Недра», 1974. 271 с.
6. Неконтактные методы измерения океанографических параметров. — Сб. докладов 2-го всесоюзного семинара. Севастополь, 18—20 ноября 1975 г. М., Московское отд. Гидрометеиздата, 1977. 168 с.
7. Применение аэрометодов для исследования моря. Под общей редакцией проф. В. Г. Здановича. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1963. 498 с.
8. Руководство по применению аэрометодов в океанографии. Ч. II. Наблюдения над температурой поверхности моря с помощью инфракрасного радиометра (радиационного термометра). Под редакцией И. В. Балашкова. Л. Гидрометеиздат, 1971. 106 с.
9. Л. Е. Смирнов. Аэрокосмические методы географических исследований. Л., Изд-во ЛГУ, 1975. 303 с.
10. М. И. Финкельштейн. Основы радиолокации. М., «Сов. радио», 1973. 495 с.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Введение	3
Глава 1. Некоторые вопросы излучения и распространения электромагнитных волн оптического, инфракрасного и СВЧ диапазонов	6
Глава 2. Аэрофотосъемка морской поверхности	23
§ 2.1. Природные условия аэрофотосъемки	24
§ 2.2. Получение фотографического изображения объекта съемки	30
§ 2.3. Основы цветной и спектрзональной фотографии	51
§ 2.4. Технические средства аэрофотосъемки	56
§ 2.5. Некоторые общие вопросы организации и проведения аэрофотосъемочного процесса морской поверхности	62
Глава 3. Применение аэрофотосъемки для получения данных о состоянии океана	64
§ 3.1. Основы фотограмметрии и стереофотограмметрии	65
§ 3.2. Применение аэрофотосъемки для определения течений	76
§ 3.3. Применение аэрофотосъемки для определения глубин	79
§ 3.4. Применение аэрофотосъемки для определения характеристик морского волнения	82
§ 3.5. Применение аэрофотосъемки для описания ледовой обстановки	93
Глава 4. Инфракрасные методы зондирования океана	97
§ 4.1. Природные условия использования пассивной инфракрасной аппаратуры для определения температурных характеристик океанологических объектов	98
§ 4.2. Принципы действия и устройства инфракрасной пассивной аппаратуры	101
§ 4.3. Применение пассивной инфракрасной аппаратуры для получения океанологических данных	110
§ 4.4. Возможность использования активных инфракрасных технических средств для получения океанологических данных	112
Глава 5. Радиофизические методы зондирования океана	117
§ 5.1. Краткие сведения о существовании пассивных радиофизических методов	119
§ 5.2. Принципы действия, устройства и некоторые характеристики активных радиофизических технических средств	124
§ 5.3. Использование активных радиолокационных станций для определения океанологических данных	132
Литература	151

Виталий Леонидович Галахов

ДИСТАНЦИОННЫЕ МЕТОДЫ ЗОНДИРОВАНИЯ ОКЕАНА

Учебное пособие

Редактор *И. Н. Базилевская*
Корректор *Л. В. Ломакина*
Обложка художника *Н. И. Кулагина*

Сдано в набор 15.04.80.	Подписано в печать 31.12.80.	М-23544.
Формат 60×90 ¹ / ₁₆ .	Бумага тип. № 2.	Лит. гарн. Печать высокая.
Печ. л. 8,2,	уч.-изд. л. 8,4	Тираж 600.
Доп. темплан 1980 г. поз. 320.	Зак. 193.	Цена 45 коп.

ЛПИ, 195251, Ленинград, Политехническая, 29

Типография ВОК ВМФ

