

ББК 32.875
М33
УДК 681.883.04

СЕРИЯ
«БИБЛИОТЕКА
ИНЖЕНЕРА-ГИДРОАКУСТИКА»

Редакционная коллегия серии:
А. П. ЕВТЮТОВ, А. Е. КОЛЕСНИКОВ,
Е. А. КОРЕПИН, Л. В. ОРЛОВ, А. Л. ПРО-
СТАКОВ, Г. М. СВЕРДЛИН, Ю. Ф. ТАРА-
СЮК (ответственный редактор)

Рецензент
канд. техн. наук
А. П. ЕВТЮТОВ

Матвиенко В. Н., Тарасюк Ю. Ф.

М 33 Дальность действия гидроакустических средств — 2-е изд., перераб. и доп.— Л.: Судостроение, 1981.— 208 с. Библиотека инженера-гидроакустика.

Рассмотрены характеристики основных параметров среды, вызывающих изменение дальности действия гидроакустических средств в океанах и морях, и даны практические рекомендации для оценки их ожидаемой дальности действия с учетом реальных характеристик водных масс, поверхности и дна моря. По сравнению с первым изданием (1976 г.) новое дополнено данными о приборах для расчета ожидаемой дальности обнаружения подводных объектов.

Книга предназначена для инженеров-гидроакустиков и океанологов, а также будет полезна судоводителям и радионавигаторам.

31805—062
М 048(1)—81—37—81 3605030000

32.875

© Издательство «Судостроение», 1981 г.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Гидроакустическая аппаратура является единственным средством наблюдения, связи и управления в подводной среде на десятки и тысячи километров. Ее называют электронным ключом к овладению познаниями о процессах, происходящих в глубинах океана. Эффективность применения гидроакустических средств (ГАС) наблюдения, связи и управления в океане непосредственно зависит от дальности ее действия.

Под *дальностью действия ГАС* понимают такое расстояние, на котором вероятность правильного обнаружения объекта (сигнала) равна установленному значению. Вероятность правильного обнаружения объекта (сигнала) является функцией отношения сигнал/помеха. Уровень сигнала, необходимый для получения заданной вероятности правильного обнаружения, определяется его собственными параметрами, спектрально-энергетическими характеристиками помех, объемом и качеством решаемых станцией задач, ее техническими возможностями, степенью профессиональной подготовки оператора и многими другими факторами.

Каждый из этих факторов является предметом изучения специалистами разного профиля, в результате совместных усилий которых удастся определить значение отношения сигнал/помеха, отвечающее требуемому режиму работы станции.

Не умаляя важности каждого отдельного фактора, влияющего на дальность действия ГАС, хотелось бы выделить особую значимость изменения интенсивности сигнала в зависимости от расстояния при его распространении в океанической среде. Именно особенности этого изменения и обуславливают уровень гидроакустического сигнала (а также многих видов помех) в каждой точке пространства Мирового океана в любой момент времени.

Имеются, по крайней мере, три объективных обстоятельства, позволяющих считать распространение звука в океане важнейшим фактором, определяющим дальность действия ГАС.

1. Наилучшим образом технически подготовленный оператор самой совершенной ГАС не сможет решить поставленную задачу, если условия распространения звука складываются так, что сигнал вообще не приходит к антенне станции. В таких случаях — а они встречаются часто — рассуждения о важности других факторов просто теряют смысл. В то же время обнаружить сигнал, который приходит в нужную точку приема, можно и без сложных электронных устройств.

2. Оператор станции может управлять абсолютным большинством процессов, происходящих в электронных блоках ГАС, включая и обеспечение надежности. Однако управлять состоянием окружающей среды пока не представляется возможным. В принципе осуществима адаптация ГАС к окружающим условиям, но это требует первоочередного внимания к систематическому определению особенностей распространения звука в районе экс-

платации станции. Без точного знания законов пространственно-временной изменчивости акустического поля применение различных технических новшеств в трактах ГАС не приносит подчас никакого эффекта.

3. Техническое совершенство электронных элементов ГАС достигло такого уровня, когда дополнительный выигрыш в сигнале в единицы децибел можно получить лишь за счет сложных устройств. В то же время данный выигрыш окажется меньше изменчивости условий приема прямого сигнала при его распространении в океане.

В связи с этим судовым специалистам и конструкторам ГАС важно в первую очередь осваивать практические приемы определения гидроакустических характеристик океанической среды и их учета при использовании аналого-цифровой вычислительной техники для построения траекторий акустических лучей и оценки ожидаемой дальности действия гидроакустической аппаратуры.

Во втором издании книги, написанной практиками для практиков, продолжена систематизация данных о гидроакустических характеристиках поверхности, водных масс и дна океана. Рассмотрены особенности распространения звука, приведены новые сведения об измерительной аппаратуре.

Использование приведенной в приложении программы расчета акустического поля на широко распространенных типах ЭЦВМ поможет найти ответ на многие практические вопросы при наличии точной информации о вертикальном распределении скорости звука и других параметрах окружающей среды.

При работе над рукописью авторы старались полностью учесть замечания и пожелания читателей, высказанные на конференциях, в опубликованных рецензиях и личных беседах при обсуждении первого издания книги.

Авторы выражают признательность А. С. Потапову, Э. Ф. Александровой, А. М. Виноградовой, В. А. Гаврилову, Л. Б. Демченко, Л. М. Корнеевой, Н. Е. Чешун за помощь, оказанную ими в процессе работы и оформления рукописи.

Критические замечания и пожелания просим направлять по адресу: 191065, г. Ленинград, ул. Гоголя, 8, издательство «Судостроение».

ВВЕДЕНИЕ

Практика использования гидроакустической аппаратуры наблюдения, связи и дистанционного управления показала, что дальность, которая рассчитывается для идеальной изотропной безграничной среды (*энергетическая дальность*) и указывается в паспорте (техническом описании) станции, не характеризует реальные возможности судовых ГАС.

Фактическая дальность, которая реализуется в океане в момент решения оператором поставленной задачи, — величина сугубо случайная и в абсолютном большинстве случаев отличающаяся от энергетической дальности.

Теоретически существует потенциально возможная дальность действия ГАС, строго отвечающая условиям, которые складываются в конкретный момент в определенной географической точке Мирового океана. Фактическая дальность может оказаться равной потенциальной, но, как правило, она всегда меньше. Однако оператор обязан стремиться к потенциальному пределу, используя специальные методические приемы и вспомогательную аппаратуру.

При исправной станции, обладающей необходимыми техническими возможностями, оператор ГАС мог бы добиться успеха, если бы знал величину предела, отвечающего в заданной географической точке Мирового океана конкретному моменту, и имел полную информацию об особенностях распространения звука в данном районе. Только после этого, проанализировав возможные варианты, он сможет выбрать оптимальный режим работы ГАС. Некоторые аспекты этой проблемы рассмотрены в книге.

Среди специалистов-гидроакустиков дальность, достаточно близкую к потенциальной, принято называть максимальной дальностью действия ГАС. Оценить, с какой погрешностью такую дальность в океане можно считать действительно максимальной, удастся лишь при использовании гидроакустических полигонов или специальных гидроакустических судов в акустически откалиброванных районах.

Пути к отысканию такой максимальной дальности и методы ее расчета на каждом судне в районе плавания или перед выходом

в океан известны. Они заключаются в вычислении необходимого количества графиков изменения уровня сигнала в зависимости от расстояния (потерь распространения) для типовых, осредненных или фактически измеренных значений вертикального распределения скорости звука, частотно-угловых зависимостей коэффициентов поглощения, отражения и рассеяния звука поверхностью, водными массами и дном океана и от различных технических параметров ГАС. Рассчитанная по одному из таких графиков дистанция представляет собой ожидаемую дальность действия ГАС.

Оператор выбирает график, обеспечивающий получение максимальной дальности действия, и устанавливает соответствующий этому графику режим работы ГАС.

Расчет и построение графиков потерь распространения можно выполнять на ЭВМ типов БЭСМ, М-220, М-222 с помощью упрощенной программы, приведенной в приложениях. Исходными данными могут послужить сведения, систематизированные в гл. I и II. С их помощью можно выполнять предварительные оценки особенностей распространения звука и ожидаемых дальностей действия ГАС в различных районах Мирового океана.

Второе издание книги дополнено новой информацией, полученной океанологами, специалистами по акустике океана и рыбному промыслу и опубликованной в трудах и периодических изданиях за прошедшие пять лет. Наиболее важные современные научные данные взяты из 10-томной серии «Океанология», в которой подведен итог развития мировой океанологии как комплексной науки о физических, химических, геологических и биологических процессах в Мировом океане.

В книге рассмотрены основные факторы окружающей среды, определяющие особенности распространения звука в океане, и приведены соотношения, позволяющие читателям с помощью программы расчета акустического поля на ЭВМ (см. приложения I, II, III) самостоятельно оценить степень влияния каждого из факторов на изменение ожидаемой дальности действия ГАС в различных ситуациях. Для этой цели можно воспользоваться графиками погрешностей определения дальности действия ГАС в зависимости от ошибки расчета потерь распространения звука с увеличением расстояния. В книге отмечены особенности влияния на дальность действия ГАС открытого недавно явления тонкой структуры акустического поля.

§ 1. Характеристики водных масс

Гидроакустические характеристики занимают центральное место в установлении причинно-следственной связи между состоянием океанической среды и эффективностью работы гидроакустической аппаратуры. Они представляют собой, главным образом, количественные значения частотно-угловых зависимостей коэффициентов преломления, поглощения, отражения и рассеяния звука поверхностью, водными массами и дном океана.

Значительная пространственно-временная изменчивость этих характеристик, вызванная большими диапазонами изменения поля скорости звука и других гидрофизических полей, затрудняет проектирование гидроакустических станций и заметно снижает эффективность их использования в океане. В связи с этим ознакомление с основными причинами и масштабами изменчивости гидрофизических полей может оказаться весьма полезным для гидроакустиков, океанологов, инженеров — разработчиков радиоэлектронной аппаратуры и всех, кто прямо или косвенно связан с решением проблемы освоения Мирового океана.

Объем накопленной информации о Мировом океане огромен. Естественно, что в настоящем параграфе можно дать лишь самую общую оценку параметров водных масс Мирового океана. Однако в книге приведены ссылки на современную специальную литературу, ознакомление с которой позволит читателям почерпнуть сведения по интересующим их вопросам. Роль указателя основных связей между факторами океанической среды и процессами распространения акустических сигналов выполняет табл. 1. Она же несет и главную терминологическую нагрузку. По мере изложения материала в книге конкретно показано влияние факторов океанической среды на численные значения гидроакустических характеристик, а через них — на акустическое поле.

Распространение акустических колебаний в воде зависит от ее плотности и вязкости. Плотность морской воды является функцией температуры, солености и гидростатического давления. Несмотря

Таблица 1

Условные обозначения основных океанологических факторов, процессов распространения акустических волн и гидроакустических характеристик оксана

Поверхность	Водные массы	Дно
<i>Океанологические факторы (параметры гидрофизических полей)</i>		
Температура воды T , °C Соленость S , ‰ Атмосферное давление P , Па Волнение поверхности: скорость ветра W , м/с высота волны H , м длина волны l , м период волны τ , с угол наклона φ , ° Ледовый покров: плотность ρ , г/см ³ высота неровностей H , м длина неровностей l , м радиус корреляции неровностей R , м тип льда Воздушные пузырьки: количество N размеры d , мкм	Температура воды T , °C Соленость S , ‰ Плотность ρ , г/см ³ Внутренние волны: высота волны H , м длина волны l , м период волны τ , с угол наклона φ , ° Течения: направление HT , ° скорость v , м/с Конвекция: скорость v , м/с Содержание взвеси, г/м ³ Содержание планктона, г/м ³ Количество рыб, шт/м ³	Температура осадков T , °C Пористость P , % Плотность ρ , г/см ³ Размер частиц d , мкм Содержание газов G , % Состав газов Рельеф дна: высота неровностей H , м длина неровностей l , м радиус корреляции R , м тип рельефа
<i>Процессы распространения акустических волн (параметры акустического поля)</i>		
Скорость волн c , м/с:		
продольных Градиент горизонтальный G_H , с ⁻¹	продольных Градиент горизонтальный G_H , с ⁻¹ Градиент вертикальный G_B , с ⁻¹	продольных поперечных Градиент горизонтальный G_H , с ⁻¹ Градиент вертикальный G_B , с ⁻¹
Рефракция:		
горизонтальная n_H	горизонтальная n_H вертикальная n_B	горизонтальная n_H вертикальная n_B
Отражение K :		
от границы раздела	от ЗРС	от грунта

Поверхность	Водные массы	Дно
Дифракция (рассеяние) γ :		
на неровностях на воздушных пу- зырьках	на неоднородностях на воздушных пузырь- ках на взвеси и планктоне	на неоднородностях на газовых пузырьках на границах раздела слоев
Дисперсия волн:		
продольных	продольных	продольных поперечных
Затухание β Рассеяние γ	Затухание β Расширение фронта вол- ны $F(r)$ Рассеяние γ Поглощение α	Затухание β Расширение фронта волны $F(r)$ Рассеяние γ Поглощение α
<i>Гидроакустические характеристики (угловые и частотные зависимости коэффициентов)</i>		
Коэффициент:		
отражения K поверхностного рас- сеяния γ_n	поглощения α затухания β объемного рассеяния γ_0	отражения K поглощения α затухания β ; донного рассеяния γ_d
обратного поверх- ностного рассеяния $\gamma_{n,об}$	обратного объемного рассеяния $\gamma_{0,об}$	обратного донного рассеяния $\gamma_{d,об}$
горизонтальной реф- ракции n_r	преломления n горизонтальной реф- ракции n_r	преломления n горизонтальной реф- ракции n_r

на малую сжимаемость морской воды, амплитуда изменений плотности в зависимости от давления выше, чем от температуры и солености. Значение максимальной абсолютной плотности чистой воды равно $0,999\ 972\ \text{г/см}^3$ [30, 35]. В океанографии широко используются плотность, приведенная к атмосферному давлению, равному 1013,25 мбар (при T и $S = \text{const}$), условная плотность и условная потенциальная плотность [30, 35]. Плотность, приведенная к атмосферному давлению, меняется в водной среде в третьем знаке после запятой. Разница значений условной плотности легких тропических и тяжелых глубинных полярных вод может достигать 1,5 единицы.

Плотность морской воды с увеличением глубины возрастает. Однако из-за смешивания вод различного происхождения плавный ход постепенного роста плотности может изменяться: слой с боль-

шей плотностью часто оказывается выше слоя менее плотной воды. В масштабах суточных, месячных, многолетних изменений стратификация слоев разной плотности в океане считается устойчивой. Показателем устойчивости применительно к слоям поля скорости звука служит частота Вэйсяля [32]:

$$N = \left\{ \frac{g}{\rho} \left(\frac{d\rho}{dh} \right)_P + \frac{g^2}{c^2} (c_P - 1) \right\}^{1/2}, \quad (1)$$

где g — ускорение силы тяжести; $(d\rho/dh)_P$ — вертикальный градиент плотности при постоянном давлении P ; c — скорость звука; c_P и c_V — удельные теплоемкости воды при постоянном давлении и объеме.

Максимальное значение $N = 5 \div 10$ цикл/мин наблюдается в слое скачка скорости звука [32]. Под слоем скачка значение N сначала уменьшается по закону $2,2 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}/h$ [32], а затем — пропорционально расстоянию до дна. На глубинах более 3000—4000 м период колебаний составляет несколько часов.

Частота Вэйсяля используется для оценки параметров внутренних волн на поверхности раздела слоев воды с различной плотностью. Создавая значительные перемещения слоев воды, внутренние волны активно влияют на параметры пространственно-временной изменчивости гидрофизических полей. Короткопериодные (1—10 мин) внутренние волны имеют утолщенные гребни и обостренные ложбины. Они распространяются группами (пакетами). Длина низкочастотных внутренних волн с периодами, близкими к инерционному [32], составляет десятки и сотни километров, скорость распространения достигает нескольких метров в секунду, а высота — 100 м. Волны с периодами 10 мин—5 ч имеют длину от 100 м до нескольких километров, скорость распространения — доли метра в секунду, амплитуду — 10—20 м. При выходе на поверхность внутренние волны образуют горизонтальные полосы и блики, наблюдаемые с судов, самолетов и спутников. Кроме внутренних волн, в океане наблюдаются волны Россби (длина — тысячи километров, период — до десятков суток), цунами (период — 2—40 мин, скорость распространения $c = \sqrt{gh}$, где h — глубина бассейна, м; высота 1—2 м, длина 20—40 км) и приливы (полусуточные, суточные, смешанные и аномальные; максимальная высота в заливе Фанди 18 м, в открытых районах 1 м), а также инерционные колебания (период $2\pi/2\Omega \sin \varphi$, где Ω — параметр силы Кориолиса; φ — широта).

{ Внутренние волны в океане постоянно меняют слоистую структуру и степень неоднородности полей температуры и солености, которые имеют следующие основные характеристики.

Поле температуры. Средняя истинная температура вод Мирового океана составляет 3,8 °С, потенциальная — 3,59 °С. Наивысшая температура 33 °С на поверхности наблюдается в августе в Персидском заливе. Наиболее низкие значения обнаруживаются

в полярных районах непосредственно под льдом, где температура воды близка к температуре замерзания. При значениях солености 33, 34 и 35‰ температура замерзания равна соответственно -1,80, -1,85 и -1,91 °С.

Поле солености. Под соленостью понимается относительное содержание в воде всех растворенных в ней минеральных солей. Без учета внутренних морей и приустьевых районов можно считать, что соленость океана меняется в пределах от 31 до 38‰. Средняя соленость на поверхности равна 34,73‰. Экстремальные значения обнаруживаются в приповерхностном слое, максимальные — во внутренних морях: в Средиземном — выше 39‰, в Красном — до 41‰. Минимальные значения (до 3‰) наблюдаются в Балтийском море и устьях рек.

Химический состав. Состав солевой массы океана регулируется растворимостью, сносом осадков с материков, процессами обмена с атмосферой и осадками дна, а также жизнедеятельностью морских организмов. В 1 л морской воды содержатся окислы бора и следующее количество солей в граммах: NaCl 25,518; MgSO₄ 3,305; MgCl₂ 2,447; CaCl₂ 1,141; KCl 0,725; NaHCO₃ 0,202; NaB₂ 0,083. Величина рН ($\log \{H^+\} = -pH$ (где H⁺ — концентрация свободных ионов водорода) в поверхностных водах обычно колеблется между 7,8 и 8,3. В эстуариях рН достигает 9,0. В воде растворены также различные газы, поступающие из атмосферы и формирующиеся в самой водной толще. Больше всего в ней содержится O₂ и CO₂ [30, 31, 35].

На распространение акустических волн в некоторых случаях оказывают влияние взвесь и биомасса. Взвесь представляет собой минеральные и органические твердые частицы в виде продуктов размыва суши и остатков тел морских организмов. Концентрация взвеси в океане колеблется от сотых долей грамма на кубический метр в открытых районах до нескольких килограммов на кубический метр в приустьевых участках рек. В связи с растущим сбросом в моря стоковых вод содержание взвеси в воде повсеместно увеличивается [32]. Планктон и живые организмы (мелкие рыбы, креветки и др.) распределяются неравномерно. На некоторых горизонтах они образуют плотные скопления — звукорассеивающие слои (ЗРС), которые характеризуются горизонтальной протяженностью в сотни и тысячи миль во всех акваториях. С закатом солнца слои поднимаются к поверхности на горизонты 20—150 м, на рассвете опускаются на глубину 300—400 см. На глубине более 1000 м ЗРС встречаются крайне редко [30, 32], однако биомасса обнаружена и на глубинах 10—11 км [30, 32].

На характеристики гидрофизических полей, распределение взвеси и биомассы существенно влияют течения, горизонтальные вихри, вертикальное перемешивание и другие факторы.

Течения и вихри. Океанические течения представляют собой ступательные движения водных масс. На отдельных участках скорости горизонтальных течений могут достигать 20 км/ч. По ха-

рактору изменчивости течения бывают постоянными (устойчивыми), временными (сезон, месяц, сутки) и периодическими (приливо-отливными), по ширине и протяженности могут составлять многие тысячи километров на любой глубине Мирового океана. Синоптические вихри — нестационарные вихревые возмущения циклонического и антициклонического типа поля океанских течений имеют средний диаметр 300—400 км и глубину до нескольких тысяч метров; скорость их перемещения составляет несколько сантиметров в секунду. Ринги, или кольца, образуются в системах крупнейших течений типов Гольфстрим и Куро-Сиво. Они имеют меньший диаметр и большие скорости вращения и поступательного движения. Время их жизни — несколько лет. Вихри открытого океана могут достигать в диаметре 600—1000 км; они перемещаются медленнее и могут иметь меньшую продолжительность существования, чем ринги. На границах вихрей значения горизонтальных градиентов гидрофизических полей могут превышать на несколько порядков средние значения горизонтальных градиентов в океане.

Вертикальное перемешивание (конвекция и апвеллинг). По масштабам пространственно-временной изменчивости вертикальные течения делятся на движения открытого океана (долгопериодные или квазистационарные) и движения в прибрежных районах шириной до 100 км (сезонные). Скорости восходящих потоков воды у побережья достигают максимальных значений в районе Канарских о-вов, в Бенгальском заливе, у Калифорнии и Перу. Подробные сведения о физических параметрах и химическом составе морской воды приведены в работах [7, 30—32, 35].

Результатом воздействия течений и конвекции, вертикальных и горизонтальных перемещений водных масс и других внутренних и внешних процессов в океане является наличие фронтов, мелко-масштабной турбулентности, микроструктуры и тонкой структуры полей. Масштабы пространственно-временной изменчивости в самом общем виде, но достаточном для оценки основных условий распространения гидроакустических сигналов в Мировом океане, систематизированы в табл. 2, составленной по данным работ [7, 30—32, 35].

Фронты, как границы раздела водных масс с различными физическими, химическими или динамическими характеристиками, встречаются в океане во всем диапазоне пространственных масштабов от долей метра до размеров самого океана. Детальный анализ непрерывных измерений температуры при движении судна показал, что среднее расстояние между фронтами в океане насчитывает около 100 км, колеблясь от 3—10 км в прибрежных районах до 700—1000 км в районах открытого океана. Результаты таких измерений в Северной Атлантике в 1977 г. представлены на рис. 1.

Океанические фронты характеризуются резким горизонтальным градиентом температуры или солености, или обоих вместе. В последнем случае они либо создают особенно сильный суммарный градиент

плотности (плотностной фронт), либо компенсируют друг друга по плотности полностью или частично.

Таблица 2

Масштабы пространственно-временной изменчивости гидрофизических полей в Мировом океане

Характер изменчивости условий распространения гидроакустических сигналов	Тип изменчивости полей	Параметры изменчивости полей		
		Продолжительность существования неоднородностей, с	Толщина слоя, м	Длина слоя, м
Климатический	Междугодичный	$2 \cdot 10^8$	$(3 \div 5) \cdot 10^3$	$(3 \div 5) \cdot 10^6$
	Сезонный	$3,5 \cdot 10^7$	$10^2 - 2 \cdot 10^3$	$10^3 - 2 \cdot 10^6$
Погодный	Синоптический	$2,5 \cdot 10^5 - 4,8 \cdot 10^6$	$5 \cdot 10^1 - 10^3$	$10^5 - 10^6$
	Мезомасштабный	$7,2 \cdot 10^3 - 2,5 \cdot 10^5$	$10^1 - 15 \cdot 10^2$	$10^3 - 10^5$
Текущий	Мелкомасштабный	$10^{-1} - 1,8 \cdot 10^3$	$10^0 - 10^1$	$10^1 - 10^3$
	Микроструктурный	$10^{-2} - 10^{-1}$	$10^{-2} - 10^0$	$10^{-1} - 10^1$

Таблица 3

Значения горизонтальных градиентов температуры, измеренных в Северной Атлантике в 1977 г.

Дата	Время	Участок	$\Delta T, ^\circ\text{C}$	$\Delta l, \text{км}$	Горизонтальный градиент, $^\circ\text{C}/\text{км}$
28 июля	05.22	30	-2,5	17	-0,15
	08.25	31	-1,7	15	-0,11
	13.00	32	1,3	11	0,12
29 июля	13.00	38	-1,3	7	-0,18
	14.30	38	1,5	6	0,25
	15.30	38	1,8	8	0,22
30 июля	20.10	39	4,2	16	0,26
	20.00	42	4,7	8	0,59
	21.42	42	1,9	5	0,38
31 июля	04.10	43	5,0	28	0,18
	07.10	43	1,4	7	0,20
	08.00	43	3,3	6	0,55
	08.40	44	0,7	1	0,70
23 сентября	09.20	44	1,0	5	0,20
	20.00	4	-0,5	80	-0,006
24 »	16.00	8	-0,9	80	-0,011
29 »	16.00	31	1,1	80	0,014
	20.00	32	-1,2	80	-0,015
2 октября	20.10	39	-0,4	80	-0,005

По данным со спутников, горизонтальные градиенты температуры на этих фронтах характеризуются значениями от 1 до 30 °C на 1 км. Результаты наблюдений, произведенных с непрерывно движущегося судна в районе Гольфстрима, представлены в табл. 3.

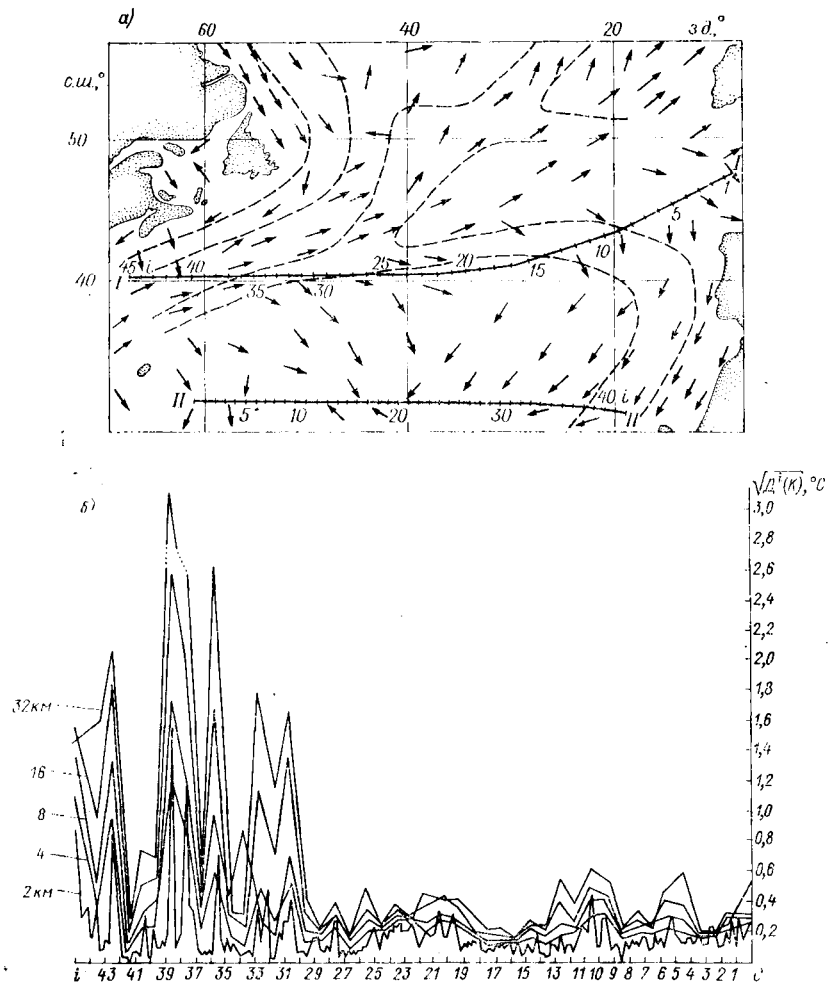
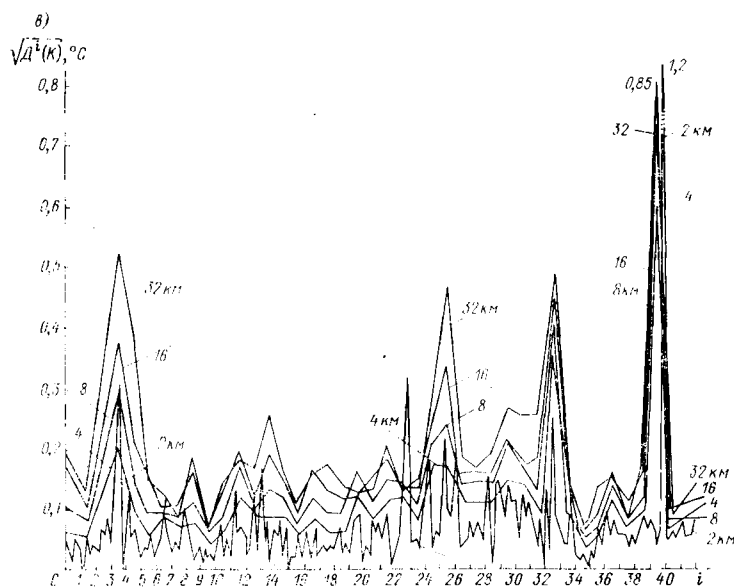


Рис. 1. Схема векторов течений в Северной Атлантике и линии маршрутов структурных функций $D(K)$ поля температуры приповерхностного слоя, женьи судна по маршрутам I (б) и II (в)
i — номера 100-километровых участков

Фронты в прибрежных районах встречаются в 10—100 раз чаще, чем в открытом океане, и поэтому являются неотъемлемой частью динамики прибрежных вод и важнейшим фактором, определяющим их биологическую продуктивность, гидрохимические характери-

стики и степень загрязненности. Фронты в океане рассматриваются как проявление океанической турбулентности. Спектральный анализ флуктуаций тонкой вертикальной структуры полей во фронтальных зонах показал, что по сравнению со спокойными районами открытого океана уровни спектральной плотности термической, соленостной и плотностной тонкой структуры вблизи фронтов значительно выше [53].

Мелкомасштабная турбулентность представляет собой крайне нерегулярные мелкомасштабные вихревые движения, описываемые статистически. Переход ламинарного потока жидкости в турбулентный осуществляется при определенных критических значениях числа Рейнольдса: $Re = VL/\nu$, где V и L — скорость и размер потока; ν — коэффициент кинематической молекулярной вязкости морской воды. За характерное значение L принимается размер участка, где происходит процесс образования поверхностной волны. Анизотропные неоднородности, вызванные турбулентностью, распадаются на более мелкие вихри, которые становятся изотроп-



Ла-Манш—Бостон (I) и Бермудские—Канарские о-ва (II) (a), графики полученные с различными интервалами выборок (2, 4, 8, 16 и 32 км) при дви-

ниями вначале в горизонтальной плоскости, а затем — в трехмерном пространстве. Турбулентное движение в море становится трехмерно изотропным лишь для вихрей с масштабом $L_{кр}$. При вертикальном градиенте плотности $G_{\rho_v} = 10^{-9} \text{ г} \cdot \text{см}^{-4}$, где $L_{кр}$ равно

десяткам метров, при $G_{h_v} = 10^{-5} \text{ г} \cdot \text{см}^{-4}$ образуется слой скачка, где $L_{кр}$ составляет несколько сантиметров. Статистические характеристики случайных неоднородностей микроструктуры поля температуры и показателя преломления приведены в табл. 4 (данные В. С. Гостева и Р. Ф. Швачко).

Таблица 4

Статистические характеристики случайных неоднородностей температуры и показателя преломления

Место проведения эксперимента	$h, \text{ м}$	Характерный размер неоднородностей $a, \text{ м}$	$(\overline{\Delta T})^2 10^4, \text{ }^\circ$	$\overline{\mu^2} = \overline{\Delta c^2} c^2 10^{10}$
Тихий океан от Южной Калифорнии до Аляски *	60	1,5	16	64
Черное море	2—3	0,4	12	48
Индийский океан	84,2 от дна	1,5	4	16
Антарктический сектор Индийского и Тихого океанов	До 50	1	5	20
Северная Атлантика	40	1,5	7,2	29
Северо-Западная Атлантика **	40	0,63 0,28 0,11	46 161 209	187 646 836
Северо-Восточная Атлантика ***	35	1,94 1,98 2,66	5,5 1,7 7	22 7 28
Норвежское море ****	20	0,80 0,61 0,76	30,2 156 79	121 625 416
Саргассово море	250	57	—	—
Норвежское море	150	51	—	—
Район о-ва Барбадос	200—700 700—1000 1000—1290 1290—1720 1720—2500	115 70 70 70 55	67,5 4 1 1 0,25	270 16 4 4 1
Район Бермудских о-вов	200—700 700—1000 1000—1290 1290—2100	110 10 36 55	25 16 4 50	100 64 16 200

* Придонное течение 31,5 см/с. Штиль. Слой скачка на глубине 10—12 м. Толщина верхнего деятельного слоя 80 м.
 ** Граница тепловых вод Гольфстрима и холодных вод материкового склона. Интенсивное перемешивание.
 *** Стабильный район.
 **** Область полярного фронта.

Тонкая структура гидрофизических полей океана характеризуется наличием достаточно однородных по свойствам слоев с толщинами от десятков метров до единиц сантиметров, которые отде-

Таблица 5

Характеристики вертикальных и горизонтальных масштабов тонкой термохалинной структуры океана

Характерный масштаб, м		Отношение h/L	Исследователь и год публикации работы	Примечание
вертикальный h (толщина)	горизонтальный L (поперечник)			
<i>Квазигомогенные слои и «ламинаы»</i>				
30—40	$(180—250) \cdot 10^3$	$1,6 \cdot 10^{-4}$	Нейман, Гледзер, 1972	В слое 300—400 м
10—20	$(30 \div 50) \cdot 10^3$	$(0,3 \div 0,4) \cdot 10^{-3}$	Нейман, Гледзер, 1972	В слое 100—300 м
10—15	$100 \cdot 10^3$	$(1,0 \div 1,5) \cdot 10^{-4}$	Моисеев, 1970	В слое 50—500 м
2—30	$(2 \div 20) \cdot 10^3$	$(1 \div 1,5) \cdot 10^{-3}$	Стоммел, Федоров, 1967	
15	$13 \cdot 10^3$	$1,2 \cdot 10^{-3}$	Насмит, 1970	
1—2	$1,5 \cdot 10^3$	$(0,7 \div 1,3) \cdot 10^{-3}$	Насмит, 1970	
0,1	$0,2 \cdot 10^3$	$0,5 \cdot 10^{-3}$	Насмит, 1970	
2,5	$17 \cdot 10^3$	$1,5 \cdot 10^{-4}$	Нешиба, Нил, 1973	Дифференциально-диффузионная конвекция
<i>Микроскачки температуры (листы)</i>				
1,0	$0,75 \cdot 10^3$	$1,3 \cdot 10^{-3}$	Осборн, Кокс, 1972	В слое 0—100 м
0,1—3,5	$0,2 \cdot 10^3$	$0,5 \cdot 10^{-3}—1,75 \cdot 10^{-2}$	Осборн, Кокс, 1972	На глубине свыше 400 м
0,1	$(0,05 \div 0,2) \cdot 10^3$	$(0,5 \div 2,0) \cdot 10^{-3}$	Кокс, Нагата, Осборн, 1969	
0,1—0,15	$17 \cdot 10^3$	$(0,6 \div 0,9) \cdot 10^{-3}$	Нешиба, Нил, 1973	Дифференциально-диффузионная конвекция
<i>Инверсия температуры</i>				
10—100	$(5 \div 10) \cdot 10^3$	$10^{-3}—10^{-2}$	Хамон, 1967	
5—20	$(5 \div 20) \cdot 10^3$	10^{-3}	Федоров и др., 1974	
5—10	Несколько миль	10^{-3}	Осборн, Кокс, 1972	
<i>Адективные изаномалии</i>				
10—20	$(10 \div 15) \cdot 10^3$	10^{-3}	Федоров и др., 1974; Федоров, 1976	

лены друг от друга граничными прослойками с резкими изменениями термодинамических характеристик. Вертикальные градиенты физических свойств в этих прослойках могут превзойти в 10—100 раз их средние значения. Вертикальный сдвиг скорости на границах между слоями может превышать 5—10 см·с⁻¹. Изменяемость тонкой структуры поля движения во времени характеризуется инерционным и приливным периодами. Различающиеся по свойствам тонкие слои могут перемещаться в различных направлениях. Максимальные вертикальные градиенты температуры и солености в слоях толщиной менее 1 см составили 0,1 °С·см⁻¹ и 0,025‰·см⁻¹, а максимальные частоты Вэйсяля [см. уравнение (1)] — до 25 цикл/ч. Часто встречаются участки с обратным знаком градиента — температурные инверсии, которые на один-два порядка выше самых больших градиентов, обнаруженных в термоклине. Тонкая структура ступенчатого характера наблюдается до самых больших глубин, однако амплитуды неоднородностей с глубиной убывают пропорционально уменьшению градиентов сглаженных профилей. Важные характеристики тонкой структуры Мирового океана (табл. 5) приведены в работе К. Н. Федорова [53].

Спектры тонкой структуры вертикальных профилей температуры, солености и скорости звука, зарегистрированных вблизи фронтов, спадают резче, чем в предположении чисто кинематического эффекта внутренних волн.

В данном параграфе перечислены далеко не все факторы, влияющие на гидроакустические характеристики водных масс океана и результирующее акустическое поле.

§ 2. Скорость звука

Параметры акустического поля, непосредственно влияющие на дальность действия ГАС, зависят от скорости распространения акустических волн в каждой точке водных масс, поверхности и дна океана.

Профессор Петербургского университета Ф. Ф. Петрушевский, выступая в 1882 г. на страницах журнала «Морской сборник», отмечал наличие в море зон повышенной и пониженной слышимости гидроакустических сигналов и зависимость характера искривления траекторий акустических лучей, формирующих такие зоны, от скорости распространения звука.

Еще в 1820 г. Ф. Бедан определил, что в морской воде Марсельской бухты звук распространяется со скоростью 1500 м/с. Этим значением, как средней скоростью распространения акустических волн в океане, пользуется сейчас в мире большинство специалистов. Однако в те далекие годы Колладон и Штурм подвергли открытие Ф. Бедана острой критике. Его оппоненты не учли, что скорость распространения акустических волн (скорость звука) в морской воде является функцией температуры, солености, гидростатического давления и других факторов, рассмотренных в § 1.

Все многочисленные формулы для вычисления точных значений скорости звука в морской воде [32, 40] можно разделить на две группы. Первая группа формул получена на базе теоретического уравнения Ньютона—Лапласа, учитывающего влияние модуля объемной упругости и плотности жидкости [31, 32]. Во второй группе уравнений, полученных на основе прямых измерений скорости звука в лабораториях и океане, более полно учтены факторы, перечисленные в § 1.

Эмпирические формулы для расчета абсолютных значений скорости звука в морской воде имеют вид

$$c = c_0 + \Delta c_T + \Delta c_S + \Delta c_P + \Delta c_{TSP}, \quad (2)$$

где c_0 — опорное значение при $T = 0$, $S = 35^{0/00}$ и $P = 0$, а остальные члены — поправки, учитывающие отдельное и совместное влияние температуры, солености и гидростатического давления.

Для диапазонов изменчивости T , S и P в океане (см. § 1) наиболее точной считается формула, полученная в 1971 г. Она имеет следующие значения членов уравнения (2):

$$c_0 = 1449,30;$$

$$\Delta c_T = 4,587T - 5,356 \cdot 10^{-2}T^2 - 2,604 \cdot 10^{-4} \cdot T^3;$$

$$\Delta c_S = 1,19(S - 35) + 9,6 \cdot 10^{-2}(S - 35)^2;$$

$$\Delta c_P = 1,5848 \cdot 10^{-1}P + 1,572 \cdot 10^{-5}P^2 - 3,46 \cdot 10^{-2}P^4;$$

$$\Delta c_{STP} = 1,354 \cdot 10^{-5}T^2P - 7,19 \cdot 10^{-7}TP^2 - 1,2 \cdot 10^{-2}(S - 35)T,$$

где T измеряется в °C, S — в промилле, P — в кгс/см².

Применительно к морским условиям Δc_P заменяют на Δc_h , осуществляя переход от давления к глубине по формуле Полосина, рассмотренной в работе [40]:

$$P = 1,033 + 1,058126 \cdot 10^{-1}h + 2,38 \cdot 10^{-7}h^2 - 6,8 \cdot 10^{-7}h^4,$$

где h — глубина, м.

В результате получается

$$\Delta c_h = 0,637 + 1,62971 \cdot 10^{-2}h + 2,0389 \cdot 10^{-7}h^2 + 7,538 \cdot 10^{-13}h^3 - \\ - 3,97 \cdot 10^{-16}h^4 - 3,8 \cdot 10^{-21}h^5 - 1,3 \cdot 10^{-26}h^6.$$

Средняя квадратическая ошибка расчетов по этой формуле составляет 0,1 м/с.

Для выполнения расчетов с точностью 0,05 м/с можно использовать формулу Дель Гроссо [32], в которой

$$c_0 = 1402,392;$$

$$\Delta c_T = 5,01109398873T - 5,50946843172 \cdot 10^{-2}T^2 + \\ + 2,21535969240 \cdot 10^{-4}T^3;$$

$$\Delta c_S = 1,32952290781S + 1,28955756814 \cdot 10^{-4}S^2;$$

$$\Delta c_P = 1,59136154 \cdot 10^{-5}P + 2,547548 \cdot 10^{-15}P^2 - 9,3668 \cdot 10^{-24}P^3;$$

$$\Delta c_{TSP} = 1,275\ 627\ 834\ 26 \cdot 10^{-2}TS + 6,477\ 151\ 86 \cdot 10^{-8}TP + \\ + 2,760\ 566 \cdot 10^{-18}T^2P^2 + 1,566\ 949 \cdot 10^{-16}TP^2 + 5,536\ 11 \cdot 10^{-12}TP^3 - \\ - 4,466\ 674\ 1 \cdot 10^{-12}T^3P - 1,681\ 125 \cdot 10^{-19}SP^2 + 9,684\ 031\ 564\ 10 \cdot 10^{-5}T^2S + \\ + 4,952\ 145\ 94 \cdot 10^{-11}TS^2P - 3,473\ 123\ 22 \cdot 10^{-9}TSP.$$

Для того чтобы выполнить расчеты по этой формуле с более высокой точностью (до 0,01 м/с), можно воспользоваться поправочными коэффициентами (табл. 6) [27] и учесть разницу в международных шкалах температур морской воды 1948 и 1968 гг. [31].

Таблица 6

Поправочные коэффициенты к уравнению Дель Гроссо для расчета абсолютных значений скорости звука в морской воде

Член уравнения	Номер коэффициента	Вес коэффициента в относительных единицах	Коэффициент
c_0			$0,140\ 194\ 964\ 197 \cdot 10^4$
T	2	162 250	$0,500\ 642\ 920\ 686 \cdot 10^1$
T^2	3	21 478	$-0,583\ 540\ 720\ 391 \cdot 10^{-1}$
T^3	9	612	$0,349\ 631\ 461\ 597 \cdot 10^{-3}$
T^4	10	84	$-0,164\ 875\ 703\ 289 \cdot 10^{-5}$
S	4	588 144	$0,134\ 606\ 695\ 473 \cdot 10^1$
P^2	14	15	$-0,593\ 403\ 057\ 954 \cdot 10^{-4}$
P^3	8	102	$-0,209\ 170\ 685\ 764 \cdot 10^{-7}$
TS	6	671	$-0,112\ 689\ 485\ 296 \cdot 10^{-1}$
TS^3	15	29	$-0,583\ 732\ 276\ 240 \cdot 10^{-6}$
T^2S	16	358	$0,103\ 658\ 662\ 691 \cdot 10^{-3}$
TP	18	154	$0,595\ 900\ 933\ 419 \cdot 10^{-3}$
TP^2	7	371	$-0,131\ 201\ 344\ 149 \cdot 10^{-5}$
TP^3	5	149	$0,402\ 773\ 046\ 625 \cdot 10^{-9}$
T^2P^2	22	12	$0,144\ 431\ 845\ 812 \cdot 10^{-7}$
T^3P	11	40	$-0,101\ 232\ 803\ 918 \cdot 10^{-5}$
SP	23	2 620	$0,157\ 450\ 572\ 397 \cdot 10^{-4}$
SP^2	1	40	$0,533\ 284\ 097\ 890 \cdot 10^{-5}$
SP^3	13	35	$0,353\ 545\ 616\ 177 \cdot 10^{-9}$
S^2P	19	904	$-0,522\ 655\ 412\ 446 \cdot 10^{-3}$
S^2P^2	20	53	$-0,858\ 535\ 445\ 194 \cdot 10^{-7}$
S^3P	17	542	$0,572\ 274\ 443\ 678 \cdot 10^{-5}$
TSP	21	58	$-0,177\ 388\ 164\ 634 \cdot 10^{-4}$
T^2SP	12	22	$0,597\ 262\ 459\ 578 \cdot 10^{-6}$

Наиболее простой является формула

$$c = 1450 - 4,206T - 0,036\ 6T^2 + 1,137(S - 35). \quad (3)$$

Погрешность расчета по ней минимальная при температуре около 10 °С и не превышает 1,5 м/с. При отклонении значений температуры воды в обе стороны от 10 °С погрешность достигает 6 м/с для пресной воды при температуре 30 °С.

При увеличении T , S и h скорость звука возрастает. При увеличении солёности на 1‰ и глубины на 100 м скорость звука повышается приблизительно на 1,2 и 1,6 м/с соответственно. Приращение скорости звука при изменении температуры на 1 °C зависит от значения температуры и для 5, 10, 15, 20, 25 и 30 °C составляет соответственно 4,1; 3,6; 3,2; 2,8, 2,4 и 2,1 м/с.

В условиях открытого океана ($S = 30 \div 35\text{‰}$) скорость изменения Δc_S имеет значения $1,40 \pm 0,01$ м/с на 1‰ солёности; изменение $\Delta c_h = 0,165 \div 0,185$ м/с на 10 м глубины, изменение на 1 °C в диапазонах 1—10, 10—20, 20—30 и 30—40 °C соответственно составляет 4,446—3,635; 3,635—2,734, 2,734—2,059 и 2,059—1,084 м/с [40].

Для выполнения расчетов в гидроакустике, кроме абсолютных значений скорости звука используются вертикальные ($G_v = c_{i+1} - c_i / \Delta h$) в горизонтальные ($G_r = c_{j+1} - c_j / \Delta h$) градиенты, а также относительный вертикальный градиент $G_{0,v} = G_v / c_0$, где c_0 — скорость звука на поверхности океана.

В связи с внедрением вычислительной техники на судах (микропроцессоров, мини-ЭВМ и пр.) расчеты по приведенным здесь и другим формулам [31] не вызывают особых затруднений. Однако многие специалисты все еще пользуются таблицами скорости звука [43], составленными в результате вычислений с использованием соотношений типа уравнения (2).

Для приближенной оценки значений скорости звука в районе плавания судна по материалам лоций или других пособий, а также при измерении вертикального распределения температуры с помощью батитермографа проще всего воспользоваться номограммой (рис. 2).

Обработка результатов измерений температуры и солёности морской воды на различных глубинах с помощью формул и таблиц дает возможность по данным, хранящимся в мировых центрах сбора океанографической информации (№ 1 — г. Вашингтон, США; № 2 — г. Обнинск, СССР), получить достаточно полное представление о пространственно-временной изменчивости поля скорости звука в океане.

Близкие к действительным количественные значения соотношений между изменениями скорости звука в пространстве и во времени отражены в табл. 2. Диапазон изменчивости поля скорости звука охватывает масштабы от расстояний между молекулами до размеров океана и от тысячных долей секунды до вековых колебаний. Получаемые данные разделяют на две составляющие: осредненную (регулярную или детерминированную) и случайную (пульсационную). Такое разделение, строго говоря, условно, поскольку спектр масштабов неоднородностей в океане непрерывный и четкие границы отсутствуют. Выбор масштаба осреднения носит зачастую субъективный характер.

Среднее значение скорости звука в Мировом океане принято равным 1500 м/с, а возможный диапазон изменчивости 1400—1600 м/с.

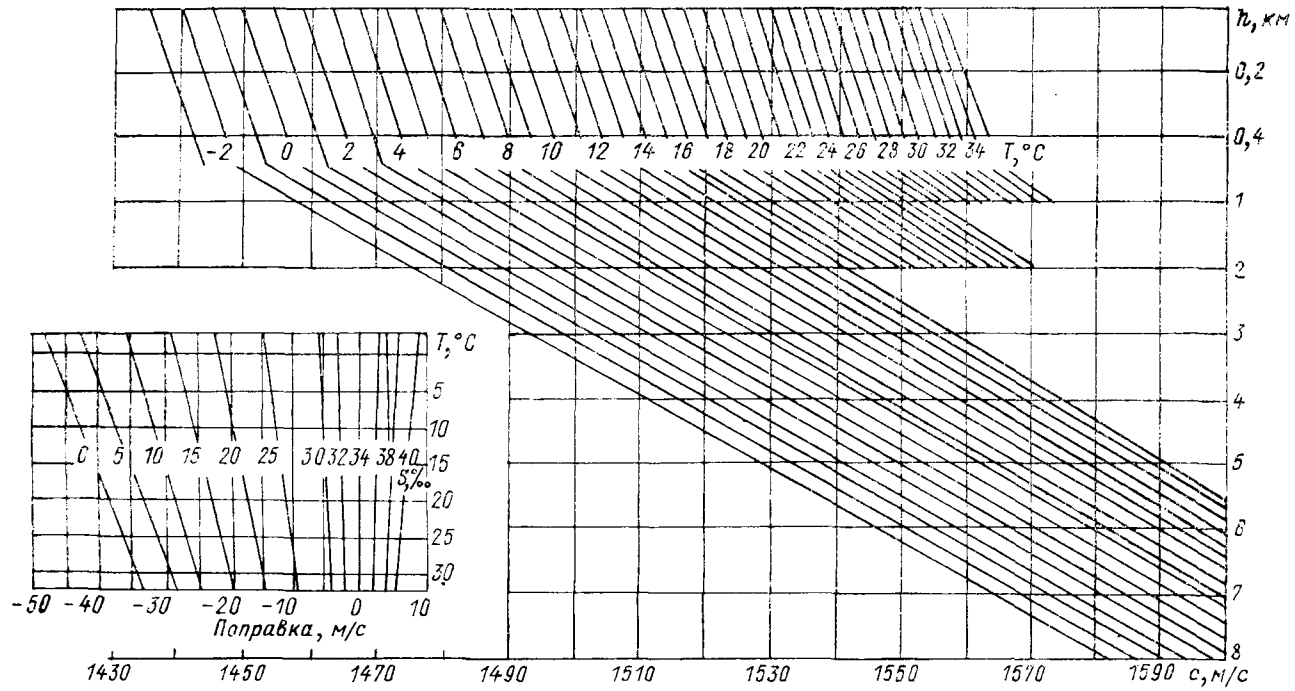


Рис. 2. Номограмма для определения значений скорости звука c в зависимости от температуры воды T и глубины h при солёности $S = 35\text{‰}$; в левой нижней части приведен график поправок при солёности, отличной от 35‰

Наиболее характерные изменения регулярной компоненты в зависимости от глубины охватывает заштрихованный на рис. 3 участок. В отдельной географической точке открытых районов океана отклонения скорости звука от среднего значения не превышают $\pm 2,5\%$, в различных точках и в разные сезоны — $\pm 5\%$, а предельные возможные отклонения в рамках требований, изложенных в табл. 2, укладываются в интервал $\pm 10\%$.

Значительный диапазон и большие масштабы изменчивости поля скорости в Мировом океане, а также другие названные выше фак-

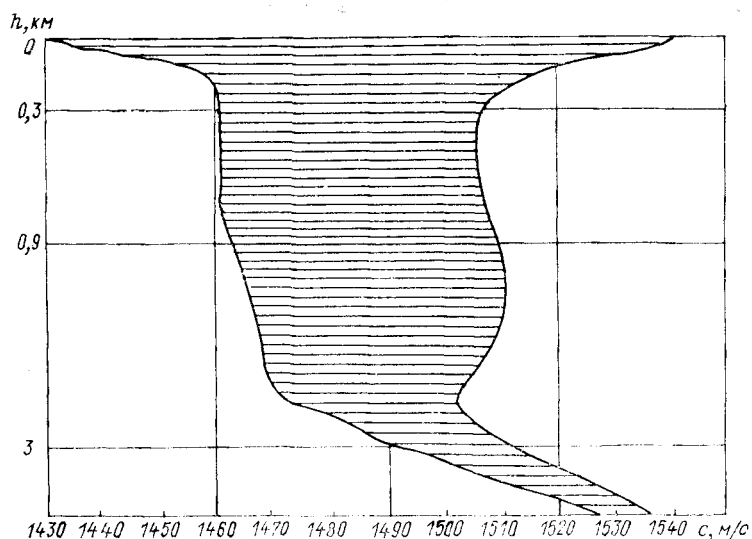


Рис. 3. Изменчивость скорости звука в Мировом океане

торы вызывают соответствующие изменения акустического поля. Все это затрудняет проектирование гидроакустической аппаратуры и снижает эффективность ее использования в океане. По этой причине инженеры-гидроакустики предъявляют к океанологам требования по выявлению общих (типовых) зависимостей распределения скорости звука, особенно по глубине, для разных районов океана и в различные сезоны года [27]. В гидроакустике используются обобщенные представления о характеристиках поля скорости звука в качестве моделей среды и условий распространения звука, необходимых для расчета ожидаемых значений дальности действия ГАС.

Одной из первых крупных работ по систематизации данных, полученных океанологами на стандартных горизонтах, является атлас значений скорости звука в северной части Атлантического океана [69]. Обработка результатов производилась в одноградус-

ных квадратах (110×110 км) по четырем сезонам года с осреднением за 90 сут.

В атласе [69] приведены наборы графиков вертикального распределения скорости звука (ВРСЗ), полученных по точкам на стандартных горизонтах, и огибающие осредненных ансамблей. Последние показаны на рис. 4. Рассмотрение четырех различных ситуаций

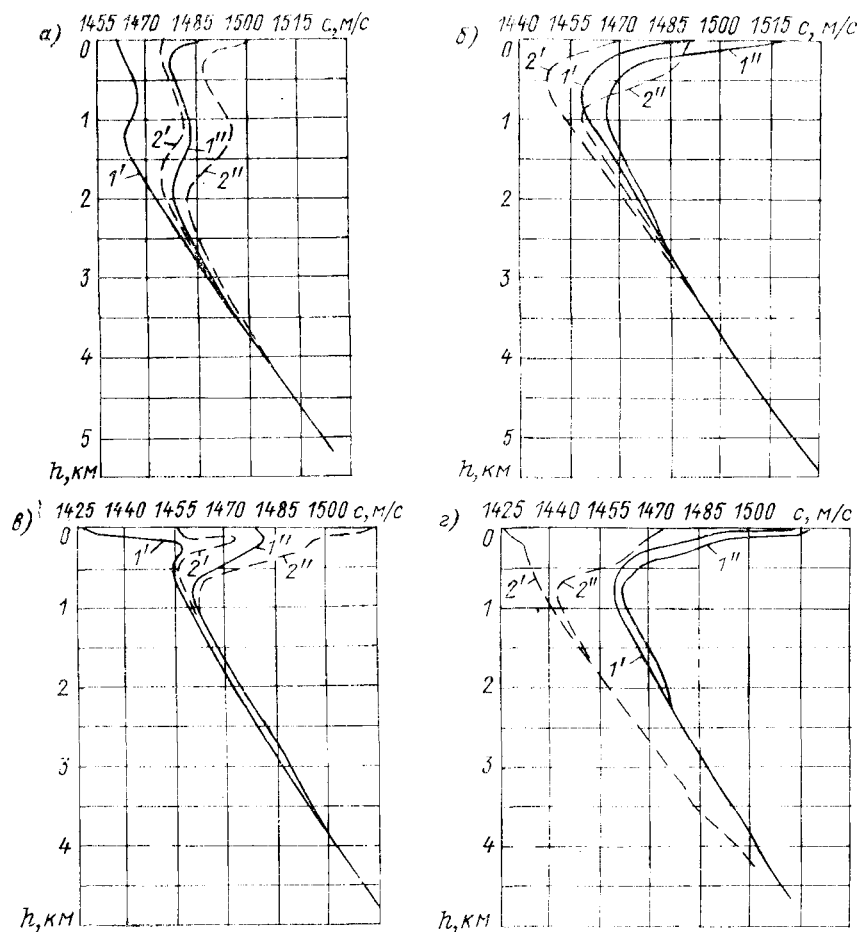


Рис. 4. Пространственно-временная изменчивость поля скорости звука в Атлантическом океане: а — в одном сезоне — весной в соседних районах, III-2 (кривые $1'$ и $1''$) и III-3 (кривые $2'$ и $2''$); б — в одном сезоне — летом в удаленных друг от друга районах I-1 (кривые $1'$ и $1''$) и V-2 (кривые $2'$ и $2''$); в — в районе IV-5 зимой (кривые $1'$ и $1''$) и летом (кривые $2'$ и $2''$); г — весной (кривые $1'$ и $1''$), летом (кривые $2'$ и $2''$) и в удаленных друг от друга районах I-2 (кривые $1'$ и $1''$) и V-3 (кривые $2'$ и $2''$)

Нумерация районов дана в соответствии с атласом [69]

позволяет более четко представить масштабы пространственной (между соседними и противоположными по широте районами в одном сезоне), временной (в одном квадрате в противоположные сезоны) и пространственно-временной (в противоположных районах в противоположные сезоны года) изменчивости поля скорости звука в Северной Атлантике. Подобный принцип был распространен на обобщение данных по Мировому океану с выделением нескольких характерных слоев. Его использование применительно к частным случаям иллюстрируется на рис. 5.

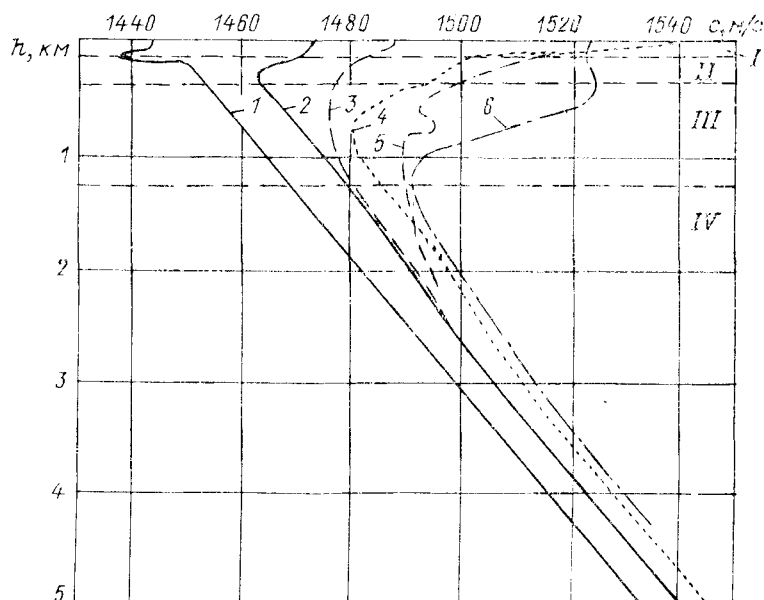


Рис. 5. Характерные графики осредненных значений вертикальных распределений скорости звука в Мировом океане и распределение слоев (I—IV), обладающих различной пространственно-временной изменчивостью
 1 — Атлантический океан (60° ю. ш.); 2 — Тихий океан (45—55° с. ш.); 3 — южные широты океанов (45—55° ю. ш.); 4 — Тихий и Индийский океаны (40° ю. ш.); 5 — Индийский океан вблизи Красного моря; 6 — Атлантический океан у Гибралтара

По многочисленным оценкам [27, 32, 53, 69], наиболее изменчивым является приповерхностный слой глубиной 100—200 м, где наблюдаются вертикальные градиенты более 15 с^{-1} и горизонтальные градиенты, регулярная составляющая которых может превышать 2 м/с на 1 км , а пульсационная достигать $30\text{—}60 \text{ м/с}$ на 1 км . Такие максимальные градиенты скорости звука наблюдались на поверхности раздела фронтальных зон течений Гольфстрим и Куро-Сиво, на стыках циркулирующих водных масс и синоптических вихрей [7, 30—32].

Таблица 7

Глубина горизонта с минимальным значением скорости

Районы	Зима				Весна	
	Глубина, м		Скорость звука, м/с		Глубина, м	
	мин.	макс.	мин.	макс.	мин.	макс.
<i>Тропические районы</i>						
Экватор	690	930	1459,8	1466,4	690	840
Районы экваториальных течений	690	840	1458,0	1461,0	735	780
О-ва Зеленого Мыса	840	900	1462,2	1468,2	780	900
Карибское море и Мексиканский залив	735	1125	1460,4	1468,5	690	1125
Субтропики	990	1230	1463,4	1469,7	600	1230
Канарские о-ва	840	1380	1464,6	1476,0	780	1380
<i>Северо-западная часть</i>						
Районы течения Гольфстрим	645	900	1455,0	1462,5	540	1125
Саргассово море	1080	1470	1465,5	1473,0	1125	1470
Североатлантическое течение (южная часть)	645	1125	1456,5	1466,4	690	1290
Североатлантическое течение (северная часть)	300	645	1449,6	1459,5	345	990
<i>Северо-восточная часть</i>						
О-в Исландия	— *	990	— *	1462,5	900 *	1230
Западноевропейский бассейн	1335	1815 **	1468,5	1477,5	1170 **	1815
Гибралтарский пролив	1770***	2115	1477,5	1481,4	1680 **	1950
Азорские о-ва	1380 **	1680	1472,4	1475,1	1290	1950
<i>Прибрежные районы северо-западной части</i>						
Арктические воды	— *	—	— *	— *	98	195
Лабрадорское море	— *	—	— *	— *	— *	150
Поверхность течения Гольфстрим	—	1125	— *	1464,0	— *	990
Пролив Кэбота	—	—	—	—	— *	690
Североамериканские воды	390	690	1452,9	1459,5	390	780
<i>Арктика</i>						
Норвежские прибрежные воды	— *	—	— *	— *	— *	150
Восточное Норвежское течение	390	900	1432,8	1443,0	390	1035
Западное Норвежское течение	—	—	—	—	195	900
Норвежское море	— *	690	— *	1438,8	— *	345
Баренцево море	—	—	—	—	— *	—

звука в Мировом океане

Весна		Лето				Осень			
Скорость звука, м/с		Глубина, м		Скорость звука, м		Глубина, м		Скорость звука, м/с	
мин.	макс.	мин.	макс.	мин.	макс.	мин.	макс.	мин.	макс.
1458,0	1464,9	735	990	1458,9	1467,0	780	1080	1458,6	1468,2
1457,4	1460,4	735	780	1458,0	1459,8	735	840	1458,0	1460,4
1461,9	1468,5	—	—	—	—	780	900	1464,9	1467,9
1460,1	1468,2	780	990	1461,3	1464,9	735	1125	1461,4	1468,2
1463,4	1472,1	1125	1230	1465,8	1470,6	1125	1335	1465,5	1473,6
1471,5	1476,9	1290	1335	1467,9	1474,5	1080	1125	1468,8	1474,5
1455,0	1464,0	480	1170	1454,4	1467,0	600	900	1456,5	1463,1
1463,7	1473,9	930	1560	1462,5	1473,0	1080	1335	1464,3	1471,8
1456,5	1473,0	840	1380	1461,0	1473,0	900	1335	1461,0	1473,6
1450,8	1462,5	345	990	1459,9	1463,1	390	990	1452,0	1463,4
1461,0	1467,9	780*	1230	1458,0	1467,9	1035	1290	1461,0	1467,9
1464,0	1477,5	1380**	1770**	1467,9	1477,5	1290**	1770	1467,0	1470,6
1473,0	1481,1	1680**	2070**	1473,0	1480,5	1725**	2070	1474,5	1479,9
1467,3	1479,0	1290**	1860**	1467,6	1479,0	1380**	1860	1470,0	1479,0
1442,1	1458,0	195*	390	1442,1	1461,0	—*	300	—*	1455,9
*	1449,0	—*	540	—*	1455,0	75*	398	1420,5	1446,6
*	1462,5	—*	825	—*	1465,8	—*	840	1427,1	1461,9
*	1458,9	—*	645	1456,8	—	—	—	—	—
1453,5	1461,0	450	780	1454,4	1460,4	480	735	1453,5	1459,5
—*	1465,8	—*	195	—*	1463,1	—*	195	—*	1469,1
1431,0	1445,1	540	930	1431,9	1442,1	645	780	1433,4	1442,1
1428,9	1441,5	300	645	1428,0	1438,8	390	780	1434,6	1440,0
*	1434,6	—*	450	—*	1439,1	398	840	1428,0	1432,5
*	—	60	382	1410,9	1415,4	398	750	1410,9	1419,9

Районы	Зима				Весна	
	Глубина, м		Скорость звука, м/с		Глубина, м	
	мин.	макс.	мин.	макс.	мин.	макс.
<i>Средиземное море</i>						
Балеарские о-ва	— *	60	— *	590	75	150
Тирренское море	— *	22	— *	587	98	150
Адриатическое море	— *	—	— *	—	—	—
Ионическое море	150	168	1490,4	1490,4	98	240
Ливийское море	—	—	—	—	390	450
Эгейское море	— *	322	— *	1496,4	—	—
Черное и Мраморное моря	— *	75	— *	1444,8	45	75

* Горизонт минимума скорости отсутствует.
** Имеются два горизонта минимума скорости звука; данные приведены по

В слое *I* знаки градиентов могут измениться на противоположные в обе стороны, абсолютные значения — на порядок величины за время, не превышающее единиц и десятков минут. В случае преобладающего влияния внутренних волн (см. § 1) расчеты можно выполнить с использованием уравнения (1). Регулярная изменчивость поля скорости звука в поверхностном слое в диапазоне десятков метров в секунду в масштабе неоднородностей с радиусами до 100 км имеет периоды от нескольких дней до месяца.

Параметры регулярной составляющей поля скорости звука в слое сезонной изменчивости (*II*) принято представлять по четырем сезонам (зима, весна, лето, осень) или двум полугодиям, характеризующимся данными на февраль и август. За время между сезонами знаки градиентов на глубинах 200—500 м могут измениться на противоположные. Годовая амплитуда в одной точке океана в этом слое может составить 7,4—12,7 м/с [27].

В слое *III* происходит регулярное уменьшение среднего значения скорости звука с увеличением глубины без изменения знака. Этот слой характеризуется не только сезонной, но и междугодичной изменчивостью.

На границе между слоями *III* и *IV* скорость распространения звука достигает своего минимума. Глубина смены знака градиента называется горизонтом минимума скорости звука. Изменение его положения в Мировом океане показано в табл. 7. В иностранной литературе [52, 59] такой горизонт называют осью глубоководного звукового канала (СОФАР), в отечественной [3, 9] — осью подводного звукового канала (ПЗК). Топография поверхности

Продолжение табл. 7

Весна		Лето				Осень			
Скорость звука, м/с		Глубина, м		Скорость звука, м/с		Глубина, м		Скорость звука, м/с	
мин.	макс.	мин.	макс.	мин.	макс.	мин.	макс.	мин.	макс.
1482,0	1486,5	120	150	1482,0	1488,0	98	172	1482,0	1488,0
1482,6	1491,6	98	150	1483,5	1489,5	98	240	1485,9	1490,1
—	—	98	150	1483,8	1489,8	—*	98	—*	1490,1
1488,6	1492,8	150	300	1487,7	1494,0	—	—	—	—
1490,1	1495,2	345	480	1490,1	1493,1	300	390	1491,3	1495,8
—	—	375	345	1476,9	1490,1	—*	—	—*	—*
1437,3	1443,6	45	75	1434,9	1445,1	45	75	1435,8	1445,4

нижнему горизонту.

минимума скорости звука и ее значения на этой поверхности являются важнейшей характеристикой поля [7, 32].

Слой *IV* характеризуется монотонным увеличением скорости звука с возрастанием глубины. На глубине 2000 м приращение в среднем составляет примерно 0,172 м/с на 10 м, от горизонта 4000 м — 0,182 м/с на 10 м глубины. Междугодовая изменчивость в этом слое также оказывается незначительной. Так, в северной части Тихого океана среднее квадратическое отклонение на глубине 2000 м составляет 1,1 м/с, на глубине 3000 м — 0,8 м/с. Более полное представление об изменчивости поля скорости звука в этом слое могут дать сведения, систематизированные в табл. 8 по результатам обработки данных 500 гидрологических станций [27].

Осредненные данные об изменчивости поля скорости звука на отдельных стандартных горизонтах (25, 50, 100, 200, 300, 500, 1000, 2000, 3000 и 5000 м) в слоях *I—IV* Тихого, Атлантического и Индийского океанов представлены в атласах [7] на картах масштабом 1 : 60 000 000 и 120 000 000.

В интересах удовлетворения возрастающих потребностей гидроакустики океанологи продолжают совершенствовать методы обработки информации о поле скорости звука, уточняют вопросы районирования. В работе [18] рассматривается статистическая модель интерпретации многолетних данных зондирования гидросферы. Сущность типизации кривых при этом сводится к отнесению реальных кривых ВРСЗ к той или иной модели среды, описываемой строго определенным количеством опорных точек,

Таблица 8

Вертикальное распределение скорости звука на больших глубинах в Тихом океане

Глубина, км	Средняя скорость звука, м/с		Средний градиент, $\frac{м/с}{км}$		Коэффициент вариации градиента, %	
	А	Б	А	Б	А	Б
2,0	1491,0	1492,1	15,2	14,4	1,3	1,4
2,5	1498,6	1499,3	16,2	15,8	1,1	1,2
3,0	1506,7	1507,2	16,8	16,6	1,0	1,0
3,5	1515,1	1515,5	17,4	17,2	0,9	0,9
4,0	1523,8	1524,1	17,9	17,8	0,8	0,8
4,5	1532,8	1533,0	18,3	18,1	0,7	0,6
5,0	1541,9	1542,0	18,7	18,7	0,9	0,9
5,5	1551,3	1551,3	18,9	18,9	0,8	0,8
6,0	1560,7	1560,7	19,2	19,2	0,7	0,7
7,0	1579,9	1579,9	19,4	19,4	0,6	0,6
8,0	1599,3	1599,3	19,5	19,5	0,5	0,5
9,0	1618,8	1618,8	—	—	—	—

Условные обозначения: А — севернее 20° с. ш.; Б — 20° с. ш. — 40° ю. ш.

а районирование — к проведению пространственно-временных границ, объединяющих множество типизированных кривых.

Оценка графиков ВРСЗ сводится к обработке отсчетов одноименных опорных точек как двухмерных величин в каждой пространственно-временной области. Проводится аналогия между измеренным графиком ВРСЗ и одномоментным снимком динамического состояния механической системы в фазовом пространстве [18].

По предложенной методике разработаны алгоритм и программа расчетов [55]. Результаты их использования при обработке данных по Тихому океану [25] представлены на рис. 6—8.

Мелкомасштабные неоднородности поля скорости звука, являющиеся следствием турбулентности в океане (см. § 1) и описываемые с помощью значений показателя преломления μ^2 (см. табл. 4), характеризуются заметной пространственно-временной изменчивостью [3, 32, 53]. Отмечается, что средние значения структурных функций для мелкомасштабных пространственных неоднородностей на порядок больше, чем для крупномасштабных. В верхнем слое моря ветровое перемешивание создает неоднородности масштабов от десятков сантиметров до единиц метров со значением структурной функции $c_h \approx 10^{-4} м^{-1/3}$.

На глубинах, превышающих несколько сотен метров, размеры неоднородностей увеличиваются, а структурная функция принимает значение $c_h \approx 10^{-5} м^{-1/3}$. Однако в глубинах океана на отдельных горизонтах обнаруживаются неоднородности более

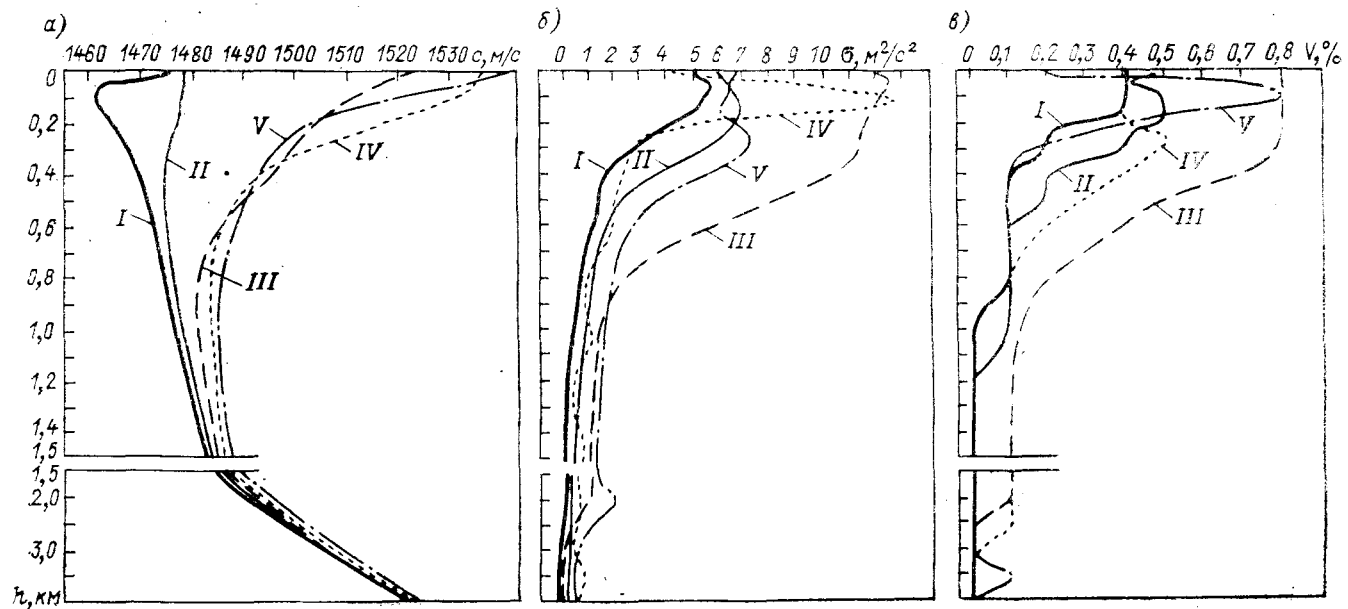


Рис. 6. Осредненные значения вертикальных распределений скорости звука (а), их дисперсии (б) и коэффициента вариаций V (в) грайонах I—V (см. рис. 8, а) Тихого океана (по В. П. Кутько)

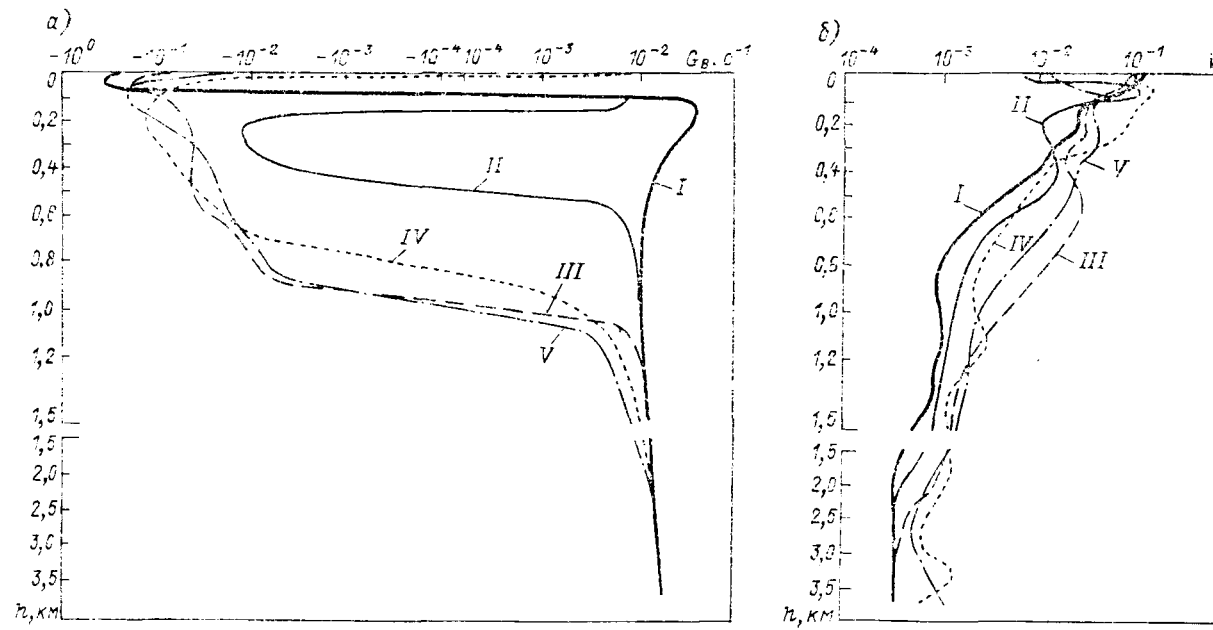


Рис. 7. Осредненные значения вертикального градиента скорости звука (а) и коэффициента вариации (б) в районах I—V (см. рис. 8, б) Тихого океана (по В. П. Кутько), подрайонах 1, 2, 3 и на участках а, б, в

мелких масштабов, вызванные течениями, внутренними волнами, сейсмической активностью и другими причинами [32, 53].

Принято было считать, что в области внутренних масштабов турбулентности, где внешние силы и силы инерции преобладают над силами плавучести, поле скорости звука является трехмерно

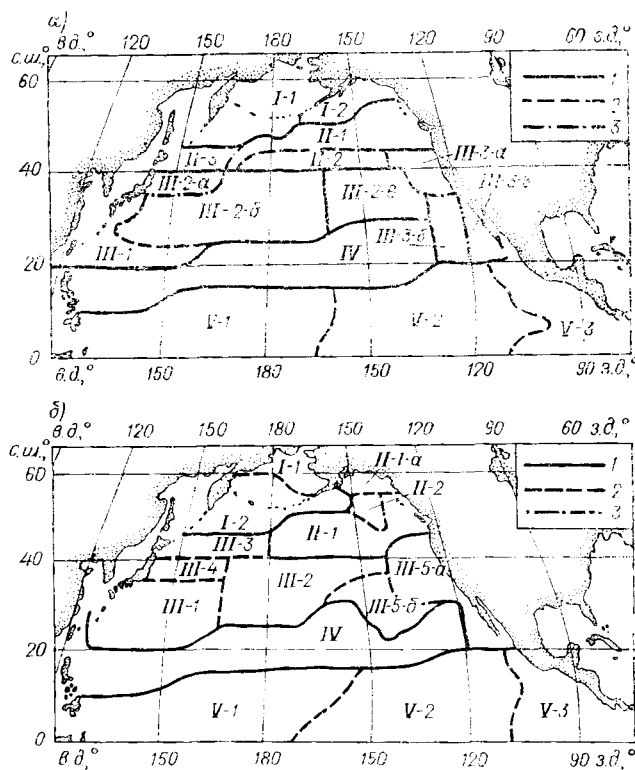


Рис. 8. Границы районов I—V и участков α , β , γ систематизации осредненных графиков ВРСЗ (а) и вертикальных градиентов (б) скорости звука в Тихом океане (по В. П. Кутько)

изотропным. Однако впоследствии было установлено [34], что начиная с некоторого критического масштаба оно становится анизотропным относительно вертикального направления. Характерный радиус корреляции неоднородностей по глубине по уровню 0,5 для многих районов океана составляет 4—6 м, что согласуется с данными других гидрофизических полей [32]. Дисперсия флуктуаций вертикальных неоднородностей поля скорости звука в верхнем слое океана (рис. 9, а) может изменяться на несколько порядков. Коэффициент вертикальной анизотропии по данным В. И. Бабия составляет 0,2—0,5 [34].

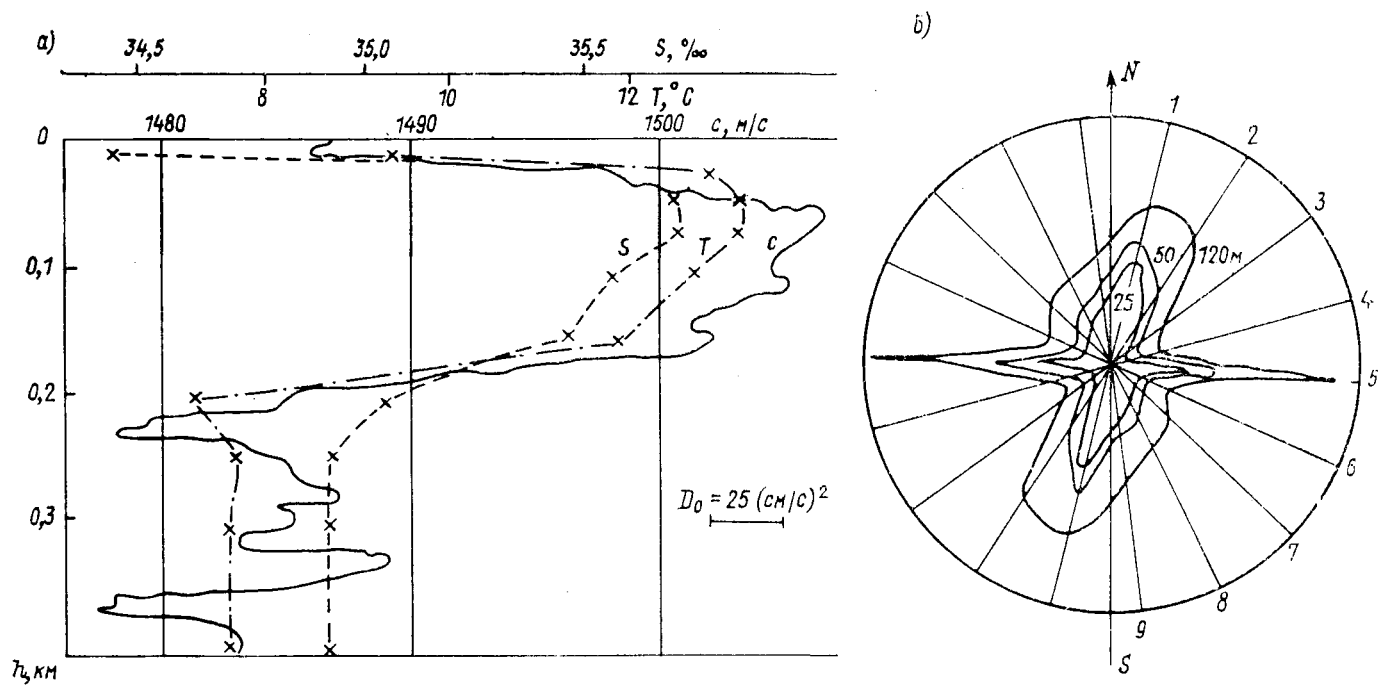


Рис. 9. Вертикальное распределение температуры, солёности и скорости звука в верхнем слое океана (а) и значения пространственных структурных функций (б) при единичном масштабе $D_0 = 25 \text{ (cm/c)}^2$ (по В. И. Бабию)

Этот же автор исследовал анизотропию поля скорости звука в горизонтальной плоскости в масштабе от единиц метров до километров и показал, что коэффициент горизонтальной анизотропии находится в пределах 0,1—0,3. В качестве критерия оценки используются структурные функции. Распределение логарифма структурных функций оказывается близким к гауссовскому закону. Горизонтальная анизотропия характеризуется графиками неправильной сложной формы (рис. 9, б) с ориентацией асимметричных осей вдоль векторов течений [34].

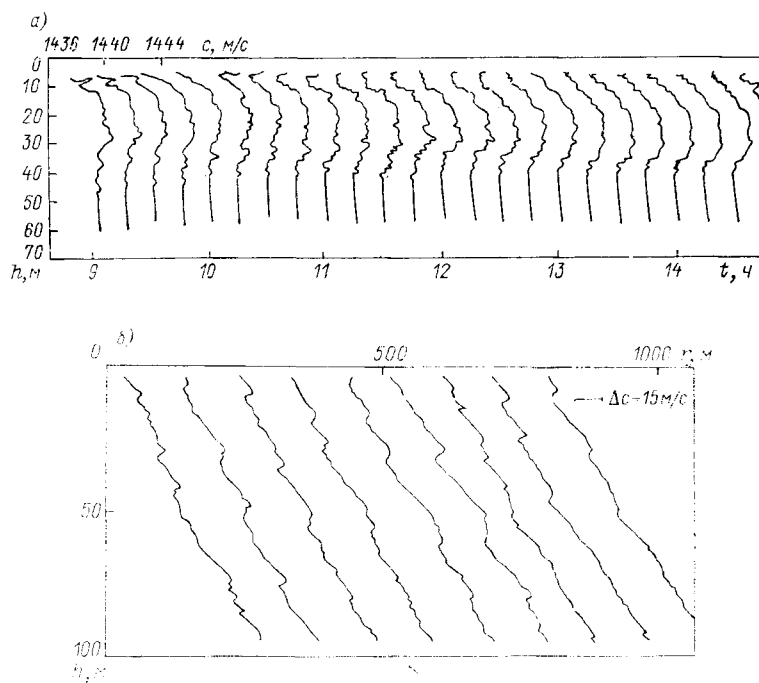


Рис. 10. Записи ВРСЗ в поверхностном слое Северного Ледовитого океана, иллюстрирующие пространственно-временную стабильность тонкой структуры в зависимости от времени измерения t (а) и расстояния r (б)

Тонкую структуру поля скорости звука в океане начали активно изучать более 10 лет назад [53]. Сейчас ее наличие установлено повсеместно, а параметры описаны в ряде фундаментальных работ. В настоящее время под тонкой структурой понимается устойчивая форма существования неоднородностей определенной толщины (рис. 10). Пространственная неоднородность таких слоев связана с их толщиной соотношением, имеющим диапазон от 10^{-2} до 10^{-4} в зависимости от толщины слоя. Некоторое представление о значениях этого соотношения дает табл. 5. Время устойчивого существо-

вания слоев тонкой структуры поля скорости звука колеблется от десятков минут до нескольких суток [32, 34, 53].

Пространственно-временная изменчивость неоднородностей поля скорости звука любых масштабов непосредственно влияет на значение коэффициентов поглощения и рассеяния звука и другие гидроакустические характеристики океанической среды.

§ 3. Пространственное затухание

Убывание энергии гидроакустического сигнала при его распространении в океане является важнейшим фактором, определяющим дальность действия ГАС. Специалисты по акустике океана [3, 6, 60] считают, что пространственное затухание — основная гидроакустическая характеристика водных масс.

Причинами убывания энергии акустического поля с расстоянием являются: расширение фронта волны, поглощение, рассеяние, утечки. Убывание энергии сигнала за счет поглощения, рассеяния и утечки в отечественной литературе [3, 9, 32] чаще всего называется пространственным затуханием, в зарубежной [52, 60] — потерями при распространении, но с учетом расширения фронта волны.

Для описания характера расширения фронта акустической волны специалисты используют сферический и цилиндрический законы, «закон 3/2» и другие, существо которых будет рассмотрено ниже.

Потери акустической энергии при ее распространении в океане вызываются: релаксационными процессами молекул H_2O и растворенных солей; сдвиговым трением локальных объемов воды; рассеянием на объемных неоднородностях поля температуры, на твердых частицах и планктоне; резонансным поглощением воздушными, газовыми пузырьками и рыбами; отражением, поглощением и рассеянием льдом, поверхностью и дном океана, поглощением частицами и газовыми включениями грунта и др.

Интенсивность акустического поля убывает с расстоянием r в зависимости от коэффициента пространственного затухания β по экспоненциальному закону

$$I(r) = I_{\text{сxp}} (-2\beta_{\text{непер}} r) \text{ или}$$

$$I(r) = I \cdot 10^{-0,1 \beta_{\text{дБ}} r},$$

где $\beta_{\text{дБ}} = 8,68 \beta$ (непер).

В морской воде коэффициент пространственного затухания выражается, как правило, в децибелах на километр, во льдах и грунте, особенно на частотах более 10 кГц, — в децибелах на метр.

Для диапазона (от единиц герца до 200 кГц) рабочих частот ГАС, используемых в океане [37, 38], в настоящее время нет единой, признанной всеми специалистами формулы (табл. 9). Большое количество формул и значительный разброс значений коэффици-

ситов вызваны многочисленностью воздействующих факторов и значительной пространственно-временной изменчивостью параметров окружающей среды.

В 1973 г. опубликованы [3, 32, 52] результаты измерений характеристик релаксационного процесса ($\tau = 107$ мкс при $T = 25,5$ °С) в морской воде при резких изменениях температуры ($\Delta T = 3$ °С за интервал 10^{-5} — 10^{-2} с). Работа проводилась в лабораторных условиях с использованием специальной оптической аппаратуры.

Было обнаружено, что причиной дополнительного поглощения звука на частотах менее 1 кГц являются гидроокислы бора $[B(OH)_3 - B(OH)_4]$ ($\tau = 150$ мкс при $T = 9,7$ °С). Авторы работ [3, 32, 52] подтверждают выводы В. Торпа [14, 27] о том, что при $f < 1$ кГц наблюдается дополнительная релаксация ($\tau < 160$ мкс), вызывающая увеличение поглощения звука примерно в 10 раз по сравнению с поглощением, обусловленным сульфатом магния. Еще ранее, в 1970 г., дополнительное поглощение на частоте 1 кГц исследовал В. П. Глотов. Некоторые данные о дополнительном поглощении звука на низких частотах представлены И. Б. Андреевой [6].

Теория процесса химической релаксации изучалась на модели с использованием ЭВМ. Посредством анализа доступных кинематических и термодинамических показателей рассмотрен механизм влияния на поглощение энергии колебаний девяти различных состояний молекул и получено шесть значений времени релаксации, не равных нулю. Модельные исследования в 75 % случаев совпали с результатами морских экспериментов [32]. Итоговые зависимости подтвердили увеличение затухания на частотах 1—5 и 150 кГц.

Причиной дополнительного затухания звука в мелком море могут также оказаться рыбы. Д. Вестон [74], который исследовал данный вопрос в течение многих лет, обнаружил сезонные изменения уровня сигнала, достигающие 30 дБ при расстоянии между излучателем и приемником 137 км и на меньших дистанциях. Такие колебания объясняются сезонными миграциями, связанными со значительной концентрацией в локальных участках и последующим равномерным распределением по объему моря пелагических рыб.

Выбор формул для практических расчетов коэффициента поглощения или затухания по табл. 9 зависит от многих причин. Большое распространение получила упомянутая выше формула Шулкина и Марша, но ввиду значительной пространственно-временной изменчивости полей температуры и солености в океане расчет по этой формуле требует много времени. С учетом того, что сигнал, распространяющийся на десятки и сотни километров, большую часть своего пути проходит на глубинах, характеризующихся средним значением температуры 3 °С и соленостью 35‰₀₀, удалось упростить методику расчетов.

Таблица 9

Формулы для определения коэффициентов поглощения и пространственного затухания β звука в океане

Исследователь и год публикации работы	Место проведения измерений	f , кГц	Полоса анализа, октава	Эмпирические зависимости
Либерман, 1948	Лаборатория	120—940	—	$\beta = 4,3 \cdot 10^5 \frac{1,26 \cdot 10^{-14} f}{1 + 4,35 \cdot 10^{-6} f^2} + 4,75 \cdot 10^{-16} f^2$; $\beta_{120} = 45$ дБ/км*; $\beta_{230} = 108$ дБ/км; $\beta_{180} = 170$ дБ/км; $\beta_{940} = 250$ дБ/км
Шиши и Хале, 1957	Северная часть Тихого океана	0,02—0,2	$1/3$	$\alpha = 0,036 f^{3/2}$
Глотов, 1958	Реверберационный бак	15—80	—	$\beta_{15} = 1,8$ дБ/км; $\beta_{30} = 6,9$ дБ/км; $\beta_{50} = 15,4$ дБ/км; $\beta_{80} = 25$ дБ/км
Шулкин и Марш, 1962	Северная часть Атлантического океана	0,2—25	—	$\beta = \left[\left(\frac{2,34 \cdot 10^{-6} S f \tau f^2}{f_\tau^2 + f^2} + \frac{3,38 \cdot 10^{-6} f^2}{f_\tau} \right) \times \right. \\ \left. \times (1 - 6,54 \cdot 10^{-4} P) \right] \times 8,6 \cdot 10^3$; $f_\tau = 21,9 \cdot 10 \left(6 - \frac{1520}{T + 273} \right)$ кГц
Урик, 1963	То же	0,02—1,6	1	$\alpha = (1,64 + 9f) \cdot 10^{-3}$
Стангеруп, 1963	Средиземное море	0,5—8	—	$\alpha = 0,2 f_\tau^2 / (f_\tau^2 + f^2) + 0,008 f^2$; $f_\tau = 1$ кГц
Лерой, 1964	То же	6—8	—	$\alpha = \frac{0,006 f^2 + 0,155 f_\tau f^2}{f_\tau^2 + f^2}$; $f_\tau = 1,7$ кГц
Киблблайт и Денхам, 1965	Кейптаун — Новая Зеландия	0,012—0,1	$1/3$	$\alpha = (6,1 f^{1/3} + 9,35 f^2) \cdot 10^{-3}$

Торп, 1965	Бермудские — Багамские о-ва	0,354—3,540	$1/4$	$\alpha = 5,95 \cdot 10^{-2} \cdot f^3$
Урик, 1966	Бермудские о-ва — Бразилия	0,010—0,48	—	$\alpha = (1,64 + 9f) \cdot 10^{-3}$
Киблблайт и Денхам, 1967	Австралия — Новая Зеландия	0,01—1	1	$\alpha = (6,1 f^{1/3} + 9,35 f^2) \cdot 10^{-3}$
Агеева, 1970	Атлантический океан	3,5—4	—	$\alpha_{3,5} = 0,22$ дБ/км; $\alpha_4 = 0,25$ дБ/км; $\alpha = 0,036 \cdot f^{3/2}$
Веб и Танкер, 1970	Район Бермудских о-вов	0,778	—	$\beta = 2,34 \cdot 10^{-6} \cdot f^2 + 3,38 \cdot 10^{-6} \cdot f_\tau^2 (f_\tau^2 + f^2)^{-1}$; $f_\tau = 1,5$ кГц
Скритинг и Лерой, 1971	Средиземное море	0,5—10	—	$\alpha = 0,006 \cdot f^2 + 0,155 (1,7) f^2 \cdot (1,7^2 + f^2)^{-1}$
Бездек, 1972	Тихий океан	75,8	—	$\alpha = 2,7 \cdot 10^{-3}$ дБ/м на 1 м глубины в диапазоне 1—3 км; $\alpha = 1,9 \div 20,2$ дБ/км (910 м); $\alpha = 17,1 \div 17,8$ дБ/км (2130 м); $\alpha = 14,4$ дБ/км (2740 м); $\alpha = 13,3$ дБ/км (3350 м)
Ягер, Фишер, Мишель, Брассел, 1973	Лаборатория	1	—	[B(OH) ₃ —B(OH) ₄] дают β , в 10 раз большее, чем MgSO ₄
Торп, Браунинг, 1973	Тихий и Атлантический океаны	0,1—100	$1/3$	$\beta = \frac{0,11 f^2}{1 + f^2} \frac{44 \cdot f^2}{4100 + f^2}$
Браунинг, Меллен, 1978	Индийский океан, Антарктические воды	0,001—1	—	$\beta = 0,1 A f^2 f_\tau / (f_\tau^3 + f^2)$; $f_\tau = 10^{(T-4) \cdot 100}$
Киблблайт, Гемптон, 1980	Мировой океан	0,001—1	—	$\beta = \beta_s + 0,11 \cdot k f^2 (1 + f^2)^{-1} + 0,011 \cdot f^2$; $\beta_s = 0,1 \div 15$ по локальным районам; $K = 0,5 \div 1,0$ в зависимости от содержания гидроокислов бора

* Индекс при β означает частоту в кГц.
Условные обозначения: τ — время релаксации; S — соленость, ‰; T — температура, °C; P — давление, кгс см².

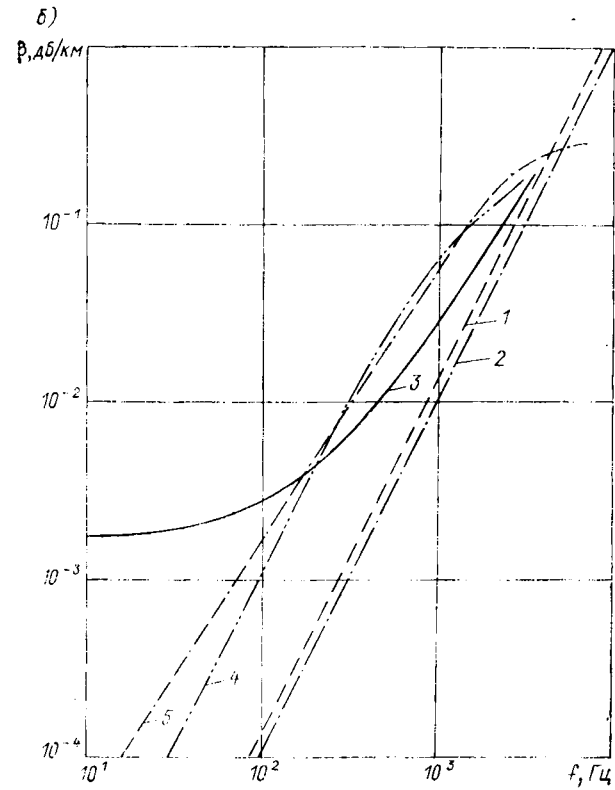
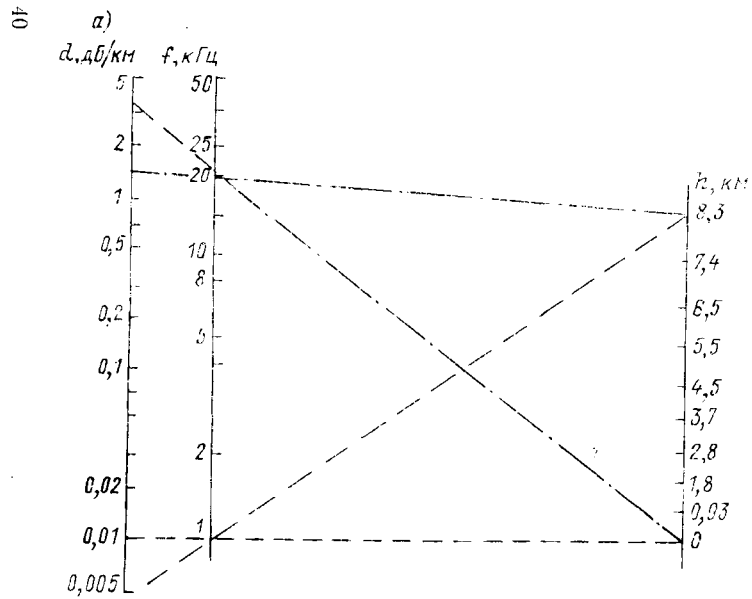


Рис. 11. Определение коэффициентов поглощения звука в морской воде (а) и пространственного затухания (б) в океане
 1 — по формуле Шулкина и Марша для $T = 2^\circ\text{C}$ и $S = 35\text{‰}$; 2 — по формуле Шулкина и Марша для $T = 5^\circ\text{C}$ и $S = 35\text{‰}$; 3 — по формуле Брауна; 4 — по формуле Торпа; 5 — по формуле Хале

По формуле Шулкина и Марша составлена номограмма (рис. 11, а), позволяющая достаточно легко выбрать нужное значение d в зависимости от частоты сигнала f и глубины h . Как видно из номограммы, изменение глубины от 0 до 8300 м приводит к изменению затухания на частоте 20 кГц от 3,5 до 1,6 дБ/км, а на частоте 1 кГц — от 0,01 до 0,004 5 дБ/км.

Тем не менее имеются факты, свидетельствующие о необходимости критического отношения к данной формуле (рис. 11, б). Так, в Тихом океане в 125 милях к юго-западу от Сан-Диего были выполнены измерения β при $f = 75,8$ кГц на разной глубине. Измерялись флюктуации уровня прямого сигнала, кривая ВРСЗ, температура морской воды, соленость и другие параметры.

Опыты проводились на пяти глубинах при следующих условиях: расстояние между излучателем и приемником от 0,1 до 1,2 км с точностью ± 5 м; мощность сигнала порядка 100 Вт; флюктуации уровня в точке излучения ± 1 дБ и в точке приема ± 4 дБ; суммарная погрешность измерений $\pm 10\%$.

Результаты обработки данных экспериментов показали, что на глубинах 910 и 3150 м поглощение составило соответственно $19,8 \pm 0,5$ и $13,3 \pm 0,5$ дБ/км, тогда как расчет по формуле Шулкина и Марша дает 27,3 и 22,7 дБ/км. Оказалось также, что поглощение $2,6 \cdot 10^{-3}$ дБ/км на 1 м глубины в диапазоне изменения глубин 750—3150 м значительно отличается от расчетного значения [27].

Широко применяется формула для расчета коэффициента пространственного затухания, предложенная М. Шихи и Р. Хале [3, 32].

В. Торп, К. Лерой и другие авторы, результаты исследования которых рассмотрены в работе [52], указывают, что в области частот до 1 кГц более правильно основываться на иных соотношениях (см. табл. 9).

Сравнение результатов исследования затухания звука в диапазоне частот 19—1200 Гц на двух трассах в районе Новой Зеландии с данными по Тихому и Атлантическому океанам [66] свидетельствует о зависимости затухания на этих частотах от района моря. При проведении экспериментов акустический приемник находился на глубине 1080 м и был связан с береговой аппаратурой кабелем. Взрывные заряды (источники сигналов) сбрасывались с самолета через равные промежутки времени с расстояний от 1350 до 10 миль и автоматически подрывались на глубине расположения оси подводного звукового канала.

На частоте 50 Гц выявлены минимум поглощения и резкое изменение затухания уровня сигнала при его распространении через зону субтропической конвергенции [66].

В работах Н. С. Агеевой и И. Б. Андреевой [3, 6, 32] рассмотрены практические приемы измерений пространственного затухания в открытых районах океана. Их рекомендуется проводить таким образом, чтобы источник и приемник находились на горизонте

минимума скорости звука, а в точку приема приходили только лучи, распространяющиеся в подводном звуковом канале, без отражений от поверхности и дна моря.

Тональные источники звука не всегда удается поместить на ось ПЗК, поэтому в точку приема приходят лучи, многократно отраженные от поверхности и дна моря, а расширение фронта волны нельзя считать цилиндрическим [3, 9]. В случае применения такого источника рекомендуется производить расчет аномалии распространения гидроакустических сигналов (см. гл. III) и сравнивать расчетный график спада их уровня (при предварительно выбранном значении β) с экспериментальными данными. Добиваясь минимального расхождения между расчетом и экспериментом, можно определить значение β , близкое к фактическому.

На низких частотах пространственное затухание измеряется с помощью двух судов при значительных затратах времени [6, 59]. В США вместо второго судна используют плавучие платформы, оборудованные специальной регистрацией и ретранслирующей аппаратурой [63]. Разработана и применяется система DIVEAR [63, 73], включающая автономные погружающиеся и всплывающие зонды, и аппаратура АВТОПРОБ и АВТОБУИ [73].

На более высоких частотах поглощение можно измерить с помощью реверберационного бака [3, 6] или путем опускания излучателя с борта судна на большую глубину; при этом прием сигналов производится у поверхности моря [3, 6, 32]. При решении исследовательских задач в судовой обстановке наиболее удобно использовать автономные поплавки нейтральной плавучести [13]. Такие поплавки, оборудованные источниками питания и соответствующей аппаратурой, сбрасываются с судна, дрейфуют на глубинах 500—1500 м и излучают сигналы на заданной частоте или ретранслируют сигнал гидроакустической станции. Расстояние до поплавка определяется гидроакустическим способом.

Прием сигналов можно осуществлять на ходу судна с помощью гидрофонов разового использования, связанных с бортовой аппаратурой тонким микрокабелем. Значение коэффициента затухания определяется сравнением расчетных и измеренных данных. Такой способ измерений обеспечивает оценку условий распространения звука непосредственно в районе использования ГАС.

Лаборатория прикладных исследований Техасского университета в Аустине (США) и факультет физики Оклендского университета провели анализ достоверных результатов 20-летних измерений затухания гидроакустических сигналов на частотах менее 1 кГц. На рис. 12, а дана карта районов в Мировом океане, где проводились наблюдения. Данные систематизированы в зависимости от типа обобщенной кривой ВРСЗ. На частотах ниже 200 Гц для разных районов зафиксирован разброс значений коэффициента затухания почти на два порядка величины (рис. 12, б). Причины такого разброса окончательно не установлены, однако в числе главных из них называют рассеяние на неоднородностях поля

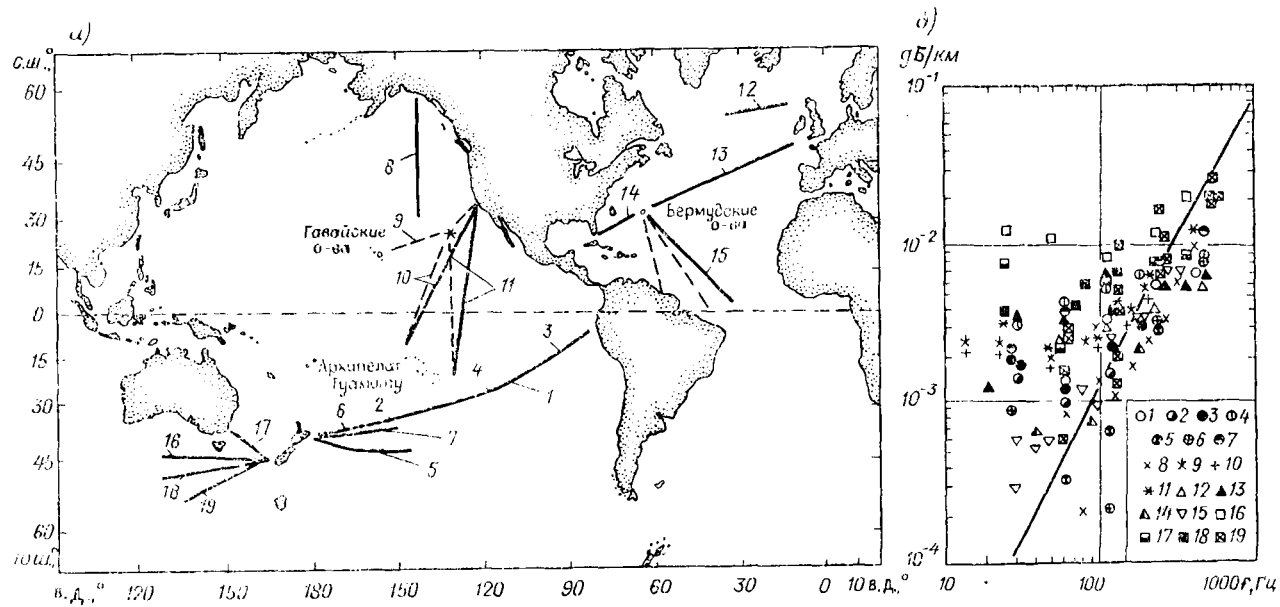


Рис. 12. Карта расположения трасс проведения исследований затухания звука на низких частотах (а) и результаты измерения коэффициента затухания в зависимости от частоты (б) в экспериментах КИВИ
 1 — вся трасса; 2 — восточная часть; 3 — западная часть; 4 — центральная часть; измерения: 5, 6, 7 — Кибблвайта в 1971 г.; отдела научных исследований ВМС США; 8 — в 1969 г.; 11 — в 1973 г.; 9, 10 — Шихи и Кале; Урика; 12 — в 1963 г.; 13 — в 1964 г.; 14 — в 1966 г.; 15 — Торпа в 1965 г.; эксперимент ТАСМАН-I; 16 — в восточной части в 1967 г.; 17 — в западной части в 1968 г.; 18 — эксперимент НЕПТУН; 19 — эксперимент ТАСМАН-II

скорости звука, релаксацию молекул бора и сульфата магния, наличие рН в морской воде, внутренние волны, турбулентность. На частоте ниже 10 Гц отмечается также влияние границ и особенно внутренней структуры дна. Кибблвайт и Гамильтон предлагают формулу для расчета затухания звука на частотах 1 кГц в виде

$$\beta(f) = \beta_S + 0,11Kf^2(1 + f^2)^{-1} + 0,011f^2 \text{ дБ/км,}$$

где f — частота, кГц; $\beta_S = 0,2 \div 0,4$ в тропиках, $0,4-2,0$ в средних широтах, $1,8$ в субполярных районах, $4,2$ в полярных областях, $15,0$ — субарктическая конвергенция; $K = 0,5 \div 1,0$ (в зависимости от локальных изменений характера релаксации бора).

Отмечается, что на частотах менее 100 Гц систематизация данных по поглощению в зависимости от типа кривых ВРСЗ дает положительные результаты. В настоящее время методы систематизации результатов наблюдений по локальным районам океана нуждаются в совершенствовании. При определении поправок к формуле Торпа для расчетов поглощения звука на низких частотах Меллен и Браунинг предлагают использовать соотношение

$$\beta_{pH} = 0,1Af^2f_r/(f_r^2 + f^2) \text{ дБ/кярд,}$$

где $A = 10^{(pH-8)}$; f — частота, кГц; рН — значение водородного показателя в районе использования ГАС с учетом гипотезы зависимости степени релаксации молекул бора и его окислов в морской воде от величины рН; $f_r = 10^{(T-4)/100}$, кГц; T — температура, °С.

Диапазон изменений рН в Мировом океане (7,5—8,4) в заданных локальных районах отмечается в § 1 и работах [7, 31]. В работе [66] обсуждаются результаты измерения поглощения звука в Аденском заливе, Девисовом проливе и в море Бисмарка и проводится их сравнение с расчетными данными. Допустимое значение погрешности при определении рН принимается равным $\pm 0,1$ единицы. Результаты расчетов значений β в зависимости от рН даны на рис. 13. Существуют также дополнительные потери (0,01 дБ/кярд) при распространении звука, обусловленные рассеянием на внутренних волнах [59, 63].

Разброс значений коэффициента β на частотах менее 1 кГц на два порядка величины в зависимости от района Мирового океана [59, 63, 66, 73] должен привлечь особое внимание гидроакустиков и обусловить необходимость тщательного учета всех факторов окружающей среды, указанных в атласах и пособиях [7, 30, 31, 52]. Использование формул, приведенных в табл. 9, также возможно только при осторожном подходе и комплексном учете многих обстоятельств, сопутствующих практическому применению ГАС. Значительное изменение значений коэффициента затухания звука в некоторых случаях вызывается объемным рассеянием.

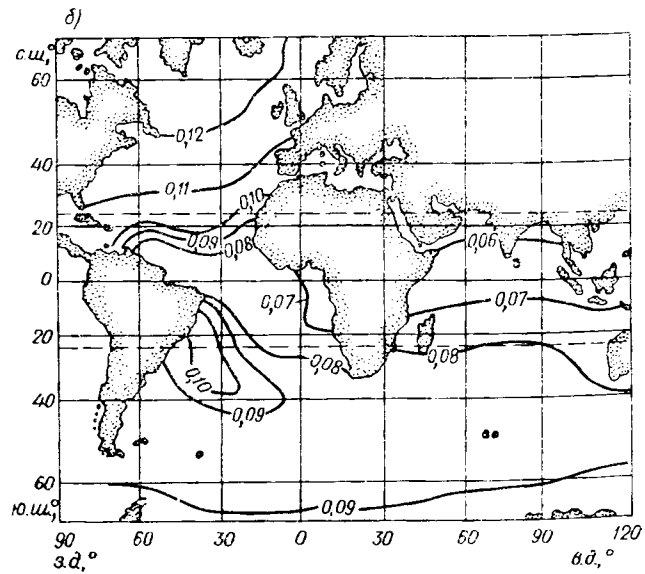
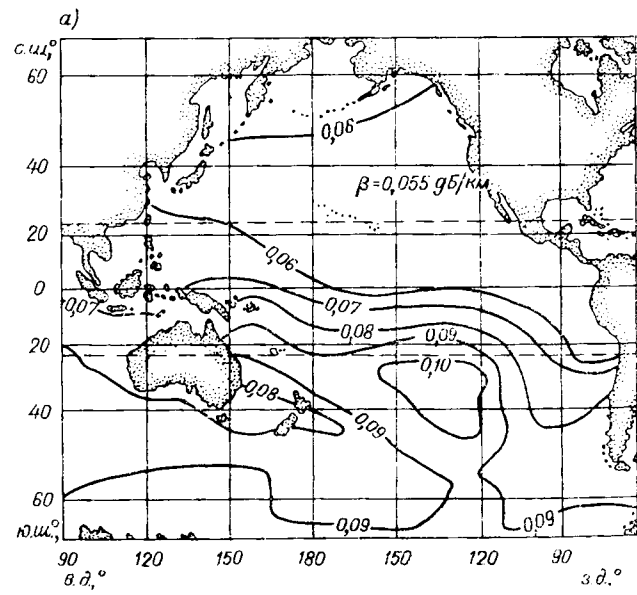


Рис. 13. Изолинии одинаковых значений коэффициента пространственного затухания звука β на частоте менее 1 кГц в Тихом (а), Атлантическом и Индийском (б) океанах в зависимости от значения рН

§ 4. Объемное рассеяние

Основной причиной рассеяния энергии акустических волн в морской среде являются неоднородности поля скорости звука, воздушные пузырьки, рыбы и другие морские организмы, микрочастицы, зоопланктон, фитопланктон. Эти неоднородности с различным значением показателя преломления вызывают изменение направления фронта акустической волны, в результате чего часть излученной энергии не приходит в точку приема. Кроме того, часть этой энергии расходуется на колебательные движения объектов-рассеивателей, которые сами становятся акустическими источниками, излучающими энергию обычно по всем направлениям.

Явление рассеяния акустической энергии объемом водной среды получило название объемного рассеяния. К основным параметрам, характеризующим рассеивающие свойства водных масс, относятся коэффициент объемного рассеяния, коэффициент обратного объемного рассеяния и сила слоя.

Коэффициент объемного рассеяния K_V характеризует мощность, рассеиваемую некоторым объемом среды по всем направлениям. Рассеиваемая мощность определяется средним ее значением по результатам многочисленных реализаций процесса или по многим неперекрывающимся объемам в статистически однородной среде.

Коэффициент обратного объемного рассеяния m_V равен отношению мощности W , рассеянной в единицу телесного угла статистически однородным объемом V , к произведению интенсивности I_r акустических колебаний на этот объем: $m_V = W/I_r V$. При равномерном рассеянии по всем направлениям $K_V = 4\pi m_V$.

Сила слоя M_V определяется для статистически однородной среды из выражения [6]

$$M_V = M(h_1, h_2) = \int_{h_1}^{h_2} m_V dh, \quad (4)$$

где h_1 и h_2 — глубина соответственно верхнего и нижнего горизонтов слоя. Применительно к слоисто-неоднородной морской среде, где происходит рефракция акустических лучей, эта формула не будет корректной, в связи с чем в нее вводят поправочные коэффициенты [3, 27], а при резких изменениях градиентов скорости звука в пределах озвучиваемого слоя она вообще оказывается недействительной. В этом случае величину I_r в выражении для m_V следует определять с учетом аномалии распространения гидроакустического сигнала (см. гл. III).

Характеристики объемного рассеяния звука в океане и степень их влияния на параметры распространения гидроакустических сигналов существенно зависят от химического состава морской воды, содержания взвеси, биомассы, особенности вертикального и горизонтального перемещения вод в локальных районах и других причин.

С. Д. Чупров и Р. Ф. Швачко [3] решали задачу определения рассеяния энергии распространяющегося на расстояние r гидроакустического сигнала для случая, когда можно пренебречь рассеянием в обратном направлении, т. е. когда $K_V r \gg 1$. Эти авторы, рассмотрев физическую модель наложения поля, рассеянного на неоднородностях, на среднее поле с учетом эффекта накопления рассеянной энергии в точке приема, пришли к заключению, что многократное рассеяние на неоднородностях приводит к более медленному затуханию энергии сигнала с расстоянием. Однако они отметили, что в океане при практически используемых частотах невозможно выполнить условие $K_V r \gg 1$ и для интерпретации получаемых результатов можно пользоваться только теорией, учитывающей однократное рассеяние.

Как указывалось в § 3, на частотах ниже 1 кГц в отдельных районах Мирового океана наблюдается увеличенное пространственное затухание. По-видимому, одной из причин этого является рассеяние на неоднородностях среды и рассеивателях. Однако до настоящего времени отсутствуют сведения об экспериментах, где строго доказательно были бы выделены доли «чистого» поглощения и потери энергии, связанные с рассеянием. Немного имеется в литературе данных и о разделении потерь на рассеяние, вызванных неоднородностями поля скорости звука, и потерь, обусловленных рассеянием воздушными пузырьками, рыбами и др. При оценке коэффициентов рассеяния звука в направлении распространения специалисты [3, 6, 63] рекомендуют пока использовать общие результаты измерений коэффициента пространственного затухания β , включающего потери энергии вследствие поглощения и рассеяния.

Делались попытки сравнить значения β и коэффициента объемного рассеяния K_V на высоких частотах. Калифорнийским университетом и Лабораторией физики моря при Институте океанографии Скриппса (Сан-Диего, шт. Калифорния) исследована зависимость этих величин от глубины [59, 63]. В течение суток выполняли 100—200 замеров. Излучатель и приемник находились рядом; оси их характеристик направленности были ориентированы вертикально вниз. Периодичность посылок составляла 2 с, длительность выборки 0,1 с, толщина озвучиваемого объема 3 м, расстояние озвучиваемого объема от излучателя 8—27 м. Интенсивность сигнала I определялась из выражения $I = I_0 e^{-\beta r/r_2}$, где I_0 — интенсивность на единичном расстоянии.

По данным исследования, $\beta = 10^{-3} \div 10^{-4} \text{ м}^{-1}$ и $K_V = 10^{-7} \div 10^{-8} \text{ м}^{-1}$. Сравнение результатов определения потерь показало, что на глубине более 1 м $K_V < \beta$ на четыре-пять порядков и не вносит существенного вклада в убывание интенсивности сигнала при его распространении.

Коэффициент обратного объемного рассеяния m_V зависит от частоты излучаемого гидроакустического сигнала, времени суток,

сезона, глубины моря, района океана и других факторов. Вследствие большого диапазона изменчивости значений показателя преломления, суточной миграции рыб, сезонных изменений биомассы и еще некоторых причин этот коэффициент изменяется в очень широких пределах. Поскольку значения его закладываются в расчеты ожидаемых уровней реверберационных помех, необходимо иметь представление хотя бы о средних значениях m_V применительно к конкретным районам и условиям.

Среднее значение m_V определяют делением измеренного значения силы слоя на его толщину. В большинстве районов океана (см. § 1) существуют так называемые звукорассеивающие слои (ЗРС), в которых значения m_V в диапазоне рабочих частот судовых ГАС на два-три порядка выше, чем в соседних слоях. Суммарный эффект рассеяния всей толщей воды (от поверхности до дна моря) бывает меньшим, чем рассеяние сравнительно тонким слоем ЗРС. Основные данные о глубинах залегания звукорассеивающих слоев в некоторых районах Мирового океана приведены в табл. 10, из которой следует, что средний квадратический разброс значений указанных глубин не превышает 50—100 м.

Таблица 10

Характеристики звукорассеивающих слоев
в Мировом океане

Район	Широта северная, °	Диапазон глубин залегания (м) звуко- рассеивающих слоев с резонансными частотами f , кГц		
		4—6	12—15	20
Бенгальский залив	15	400—500	300—600	—
Коралловое море *	15	300—600	300—600	—
Район Калифорнии	35	150—600	400—450	200—300
Гавайские о-ва	25	450—650	400—600	300—450
Атлантический океан	30	650—1050	570—750	500—650
	33	700—1100	500—750	450—600
	36	600—950	450—700	450—550
	38	550—350	400—650	350—500
	40	500—750	300—570	330—430
	42	450—650	200—500	—

* Широта южная.

Исследователи [3, 32, 52] выделяют в составе ЗРС три группы рассеивателей с размерами от нескольких миллиметров до 10—20 см. Среднее значение концентрации рассеивателей в ЗРС — 10^{-2} экз/м³ (расстояние между отдельными экземплярами — несколько метров).

Первая группа рассеивателей — рыбы с газонаполненными пузырями и сифонофоры, их концентрация составляет 10^{-3} —

Таблица 11

Характеристики силы звукорассеивающих слоев в Мировом океане

Район (глубина слоя)	Значения силы слоя M_V , дБ, на резонансных частотах f , кГц			
	3	5	10	20
Экваториальная зона Тихого океана (0—750 м)	—	—(69 ÷ 74)	—(68 ÷ 78)	—(68 ÷ 78)
Тасманово море	—(70 ÷ 84)	—(67 ÷ 72)	—(70 ÷ 75)	—
Соломоново море	—(80 ÷ 95)	—(73 ÷ 86)	—(74 ÷ 78)	—
Коралловое море	—(72 ÷ 83)	—(68 ÷ 76)	—(68 ÷ 72)	—
О-ва Гавайские и Ванкувер	—(62 ÷ 75)	—(54 ÷ 73)	—(56 ÷ 65)	—(52 ÷ 63)
Бенгальский залив (0—750 м)	—(64 ÷ 88)	—	—(63 ÷ 77)	—
Бермудские о-ва	—(60 ÷ 70)	—(50,6 ÷ 60)	—55	—(50 ÷ 51,9)
Антильские о-ва	—(65 ÷ 80)	—(65 ÷ 66)	—(60 ÷ 61,4)	—(57,6 ÷ 60)
Португалия (0—2000 м)	—53	—42	—(48 ÷ 52)	—(47 ÷ 60)

10^{-4} экз/м³ (расстояние между отдельными экземплярами — до нескольких километров); вторая группа — ракообразные с твердыми частями тела; третья группа — животные со студенистыми телами.

Считается доказанным [24, 52, 57], что на частотах от единиц до десятков килогерц существенную роль играет резонансное рассеяние звука газовыми полостями рыб, т. е. первая группа рассеивателей (причем в диапазоне 3—20 кГц она доминирует), а на частотах выше 30—40 кГц — вторая группа. При $f \approx 100$ кГц количество рассеивателей больше, чем при 20 кГц [3, 24, 32, 52, 57]. При $f \approx 300$ кГц объемное рассеяние характеризуется значением $m_V = 10^{-11} \div 10^{-14} \text{ м}^{-1}$.

Изменение состава рассеивателей и их количества во всей толще воды и особенно в ЗРС вследствие сезонной и суточной миграции лежит в основе частотной, пространственной и временной изменчивости коэффициента m_V в Мировом океане.

Звукорассеивающим слоям и описанию рассеивателей посвящен ряд фундаментальных работ [3, 6, 24, 32, 52, 57].

Изменчивость силы слоя M_V в зависимости от частоты (3—20 кГц) в отдельных районах океанов показана в табл. 11, составленной по материалам работ [24, 32, 52, 57], а на рис. 14 [52] приведена частотная изменчивость силы слоя в Тихом океане. Из этих данных видно, что в Атлантическом океане с увеличением частоты сила слоя возрастает, тогда как в Коралловом море такая тенденция наблюдается не везде.

В августе—ноябре 1966 г. М. Халле [52, 59] провел на 14 станциях в дневное время измерения интенсивности обратного объемного рассеяния звука на частотах 3,5; 6, 8 и 12 кГц. Источник звука (тетрил, 45 г) подрывался на глубине 15 м на расстоянии 90 м от

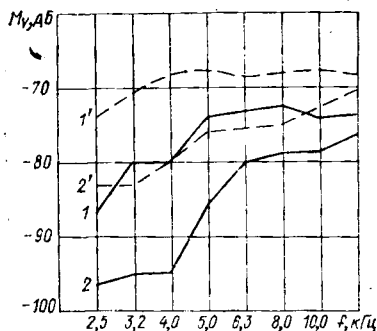


Рис. 14. Частотная зависимость силы слоя в Тихом океане в различное время суток

1 — Коралловое море ночью; 1' — район о-ва Явы ночью; 2 — Коралловое море в дневные часы; 2' — район о-ва Явы в дневные часы

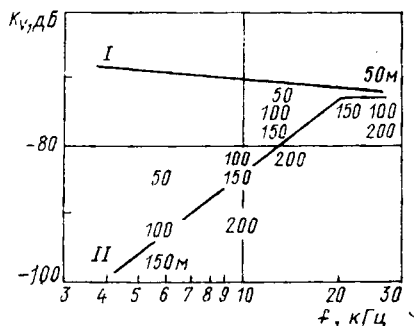


Рис. 15. Суточная изменчивость объемного рассеяния в верхнем 200-метровом слое Тихого океана: одинаковая в ночное время на всех горизонтах (I) и различная днем на разных горизонтах (II)

ненаправленного акустического приемника, погруженного на 13 м. Сигналы в приемном тракте (ширина полосы анализатора 63 Гц) регистрировались через интервалы 0,4; 0,6; 0,8 и 1,0 с, соответствующие рассеивающим объемам на глубинах 350, 500, 650 и 800 м. Максимальное значение рассеяния при частоте 3,5; 6,0 и 8,0 кГц получено в диапазоне глубин 0—500, при $f = 12$ кГц — в диапазоне глубин 350—500 м и, кроме того, обнаружен слой на глубине 1700 м. Рассеяние составило 91 дБ при $f = 3,5$ кГц и 69 дБ при $f = 8$ кГц и средней квадратической погрешности измерений 2 дБ.

В Тихом океане, в верхнем 600-метровом слое Калифорнийского течения [27, 52] исследовались характеристики объемного рассеяния с помощью специальной платформы, оборудованной научно-исследовательской аппаратурой. Сигналы изучались на частотах 3,0; 5,8; 10,0; 14,3; 16,7; 23,8 и 27,8 кГц. Длительность импульса составляла 4 м/с. Производилось по четыре посылки на всех указанных частотах с общим временем измерений на каждом горизонте 1 мин (один раз за 2 ч). Обработка данных (12 выборок для одной посылки) осуществлялась в реальном масштабе времени.

Суточная изменчивость коэффициента K_V в верхнем 200-метровом слое представлена на рис. 15. Выявлены также основные группы рассеивателей (рыбы, сифонофоры, рачки), обуславливающих эту изменчивость объемного рассеяния. Днем они находятся на глубине 300—600 м, ночью поднимаются на горизонт 150—200 м;

рассеиватели на глубине 450 м в течение суток не изменяют своего положения.

На рис. 16 показан характер суточных изменений m_V [27, 52, 57]. В Соломоновом море и Бенгальском заливе суточные колебания обратного рассеяния увеличиваются с уменьшением частоты;

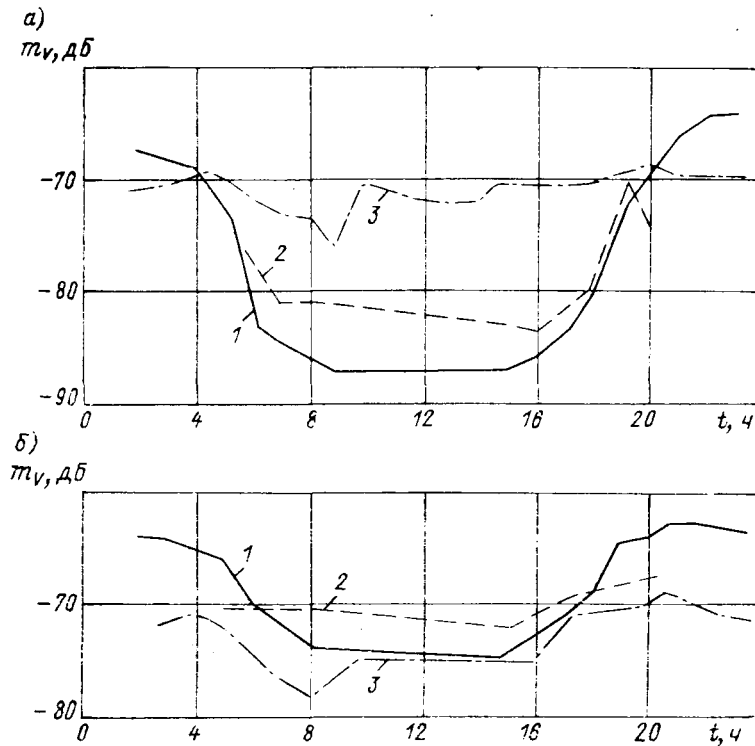


Рис. 16. Суточная изменчивость обратного рассеяния в различных районах на частотах 4 (а) и 8 кГц (б)

1 — Индийский океан (Бенгальский залив); 2 — Тихий океан (Соломоново море); 3 — Тихий океан (Тасманово море)

в Тасмановом море такая зависимость не обнаружена. Абсолютная величина обратного объемного рассеяния во всех районах с увеличением частоты растет, причем спектры в ночное время выше по уровням, чем днем. Резонансная частота слоев на глубинах 400—600 м (днем — 600—800 м) составила 5—6 кГц [3, 6, 32]. Средние значения коэффициента обратного объемного рассеяния m_V приведены в табл. 12.

Обнаружены суточные миграции рассеивателей звука через границу раздела у кислородных и бескислородных вод в районе желоба Карако (Атлантический океан). Рано утром при погружении ЗРС со скоростью порядка 1 м/мин происходило разделение

Таблица 12

Средние значения коэффициента обратного объемного рассеяния звука в океане

Район (глубина измерений)	Коэффициент обратного рассеяния m_V , дБ, при частоте f , кГц			
	3	5	10	20
Исландия (50—80 м)	—	—(75 ÷ 80)	—70	—
Гольфстрим (700 м)	—90	—75	—80	—80
Экваториальная зона (450 м)	—(70 ÷ 75)	—65	—(65 ÷ 70)	—65
Гвинейский залив (250—450 м)	—80	—(60 ÷ 65)	—70	—
Район Португалии (750 м)	—80	—75	—75	—75
Район Калифорнии	—	—(70 ÷ 95)	—(70 ÷ 85)	—(72 ÷ 78)
Залив Соатнич Инлет (Канада)	—	—47 (±3 дБ)	—47 (±3 дБ)	—

слоя: одна часть рассеивателей оставалась выше границы раздела, а другая погружалась до 900—1000 м, где содержание растворенного кислорода составляло 0,15 мг/л. Подъем нижнего слоя происходил в послеобеденные часы со скоростью примерно 0,1 м/мин; после соединения на границе раздела оба слоя поднимались ночью к поверхности моря.

Сезонная изменчивость коэффициента m_V проявляется не так заметно, как суточная, и только в определенной области частот. В ряде работ [3, 32, 52, 57] отмечается, что при $f = 12$ кГц (основная рабочая частота эхолотов США и других стран) сезонная изменчивость обратного объемного рассеяния во многих районах Мирового океана незначительна. В восточной части Тихого океана она оказалась наиболее заметной при $f = 5$ кГц (наибольшие уровни в марте) и несколько меньшей при $f = 3,5$ кГц [27, 32].

Изменчивость силы слоя M_V от района к району в зависимости от широты места показана на рис. 17, где приведены результаты измерений на канадском судне «Эдневоур» [3, 14] между о-вами Ванкувер и Гавайскими. Кривые слева отражают данные при движении судна в северном направлении, а кривые справа — в южном.

В результате исследований обнаружено, что сила слоя ($M_{V \max} = -51$ дБ) постепенно увеличивается в южном направлении между параллелями $48^{\circ}30'$ и $20^{\circ}30'$ с. ш., причем ночью рассеяние сильнее, чем днем, с максимальной разницей 8 дБ в полосе 2,5—5,0 кГц. Нижняя граница слоя увеличивает глубину от 360—450 м в районе $48^{\circ}40'$ с. ш. до 650 м вблизи Гавайских о-вов.

В качестве эталона для сравнения с уровнями объемного рассеяния в Тихом океане выбран залив Соатнич Инлет (Британская Колумбия, Канада), где тщательно изучены биологический состав

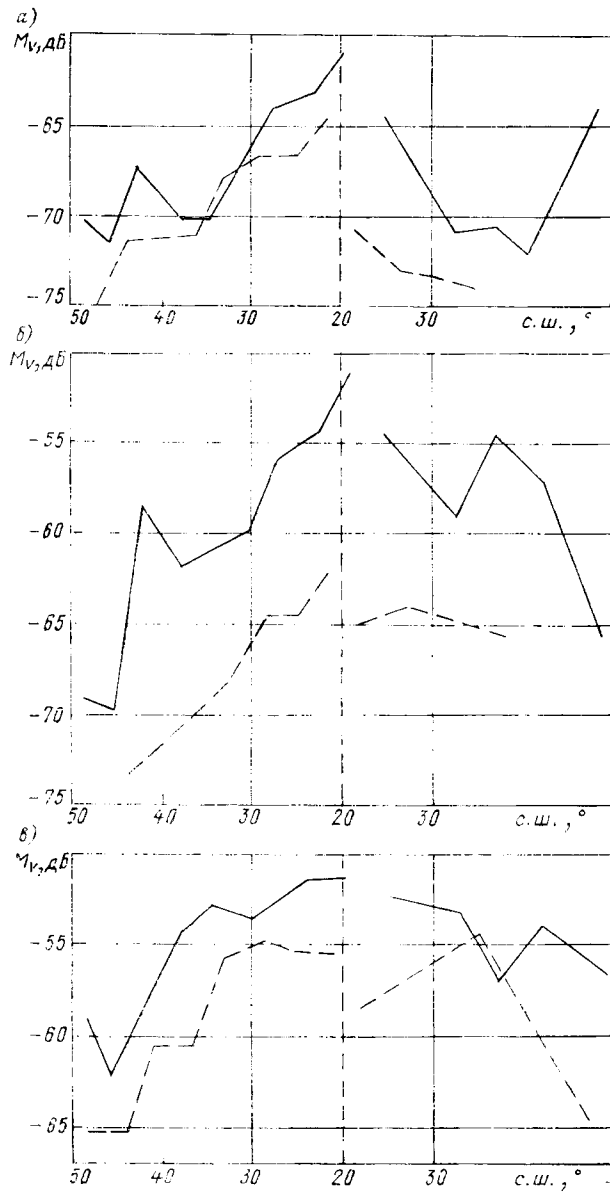


Рис. 17. Изменчивость силы слоя толщиной 600 м при определенном значении $m_{\text{эв}}$ Тихом океане в зависимости от широты места на частотах 1,25–2,5 (а), 2,5–5,0 (б) и 5,0–10,0 кГц (в)
Сплошные линии — почное время, пунктирные — дневное

рассеивателей и другие океанологические характеристики среды. Изменчивость обратного рассеяния в этом заливе в зависимости от его глубины представлена на рис. 18. Найдено, что здесь уровни рассеяния на разных частотах на 35 дБ могут превышать их значения в различных частях Тихого океана.

Знание характеристик обратного рассеяния и диапазона их колебаний по районам океанов особенно важно при проектировании активных ГАС, когда требуется производить расчет ожидаемых уровней реверберационных помех. Однако и при использовании судовых ГАС в море необходимо учитывать, что заметные изменения дальности действия станции могут быть связаны с различными уровнями помех, обусловленных обратным рассеянием. Значения коэффициента m_V могут колебаться в пределах десятков децибел в зависимости от района моря, сезона, времени суток и глубины погружения акустической антенны.

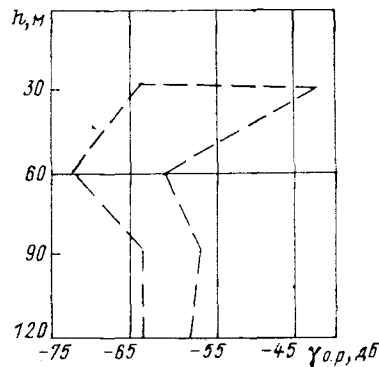


Рис. 18. Зависимость коэффициента обратного рассеяния $\gamma_{o.p.}$ от глубины мелководного залива. Штриховой линией указаны границы значений m_V .

Как видно из работ [3, 6, 27, 32, 52, 57, 68, 73], уточнение значений параметров, характеризующих объемное рассеяние в диапа-

зоне рабочих частот судовых ГАС, для каждого конкретного случая пока еще затруднительно и связано с необходимостью проведения специальных измерений.

В процессах распространения звука в океане участвуют не только водные массы, но и границы среды: поверхность и дно.

Глава II ГИДРОАКУСТИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПОВЕРХНОСТИ И ДНА ОКЕАНА

§ 5. Описание границ среды

Изучение основных характеристик Мирового океана и параметров пространственно-временной изменчивости его гидрофизических полей нужно, безусловно, начинать с поверхностного слоя.

Через границу раздела океан—атмосфера в двух противоположных направлениях непрерывно идет теплообмен, который проявляется в виде неоднородностей поля температуры. На поверх-

ность воды постоянно воздействуют потоки воздуха, создающие волнение. Скорость движения ураганов временами может превышать 50 м/с. Органические и неорганические вещества круглосуточно «засеивают» океаническую поверхность. Процесс фотосинтеза способствует более интенсивному заселению представителями растительного и животного мира тонкого поверхностного слоя.

Поверхностные волны формируют мелкомасштабную турбулентность и приводят к образованию слоя воздушных пузырьков. Газовые пузырьки в больших количествах содержатся в фито- и зоопланктоне. Как известно, поверхность многих районов океана нередко затягивается пленкой нефтепродуктов. Не выяснены до конца все свойства естественной холодной пленки и пленки поверхностного натяжения [32].

Процессы, возникающие на поверхности океана, активно передаются в глубинные слои. Наблюдается и обратный эффект. На поверхность выходят внутренние волны, видны границы раздела различных водных масс, течения, вихри и др.

Перечисленные факторы и процессы самым непосредственным образом влияют на характеристики акустических волн, взаимодействующих с границей раздела океан—атмосфера и испытывающих полное внутреннее отражение в приповерхностном слое. К сожалению, большинство из них не учитывается в моделях и методиках расчета ожидаемой дальности действия ГАС.

Здесь, как и в предыдущей главе, будут рассмотрены лишь самые важные количественные показатели изменчивости характеристик поверхности и дна океана с указанием литературных источников, содержащих более подробную информацию. Однако авторы надеются, что приведенных сведений будет достаточно для принятия качественных решений.

Поле температуры поверхности океана в значительной мере подчинено характеру вихревого движения в главном океаническом термоклине [32, 37, 59]. Диапазоны пространственно-временной изменчивости поля температуры, отмеченные в § 1, на поверхности максимальны. В интервале расстояний 15—50 км, характерном для многих типов судовых ГАС [38, 52, 60], разность поверхностных температур составляет обычно 0,2—1,0 °С. При использовании самолетов и метеорологических спутников положение границ таких участков на поверхности океана определяется с разрешающей способностью 3—5 км и точностью 0,1—0,2 °С [21, 37]. Для определения изменчивости аномалий поля поверхностной температуры в 2—3 °С в масштабах сотен и тысяч километров рекомендуется получать карты поверхности океана один-два раза в неделю с пространственным расширением 30—50 км и точностью записи разности температур не ниже 0,5 °С [15, 21, 22, 29, 37]. В районах аномалий и фронтов горизонтальные градиенты скорости звука достигают максимальных значений (см. § 2).

Некоторое представление о характере пространственно-временной изменчивости поля температуры в поверхностном слое Ат-

лантического океана можно получить из записей (рис. 19), выполненных при движении судна со скоростью 12 уз. Датчик находился под холодной пленкой, которая имела следующие данные [22, 32]:

- разность температур 0,4—2,0 °С при толщине слоя 1 мм;
- стабильность при ветре до 10 м/с;
- время восстановления стабильности пленки после разрушения менее 12 с.

Состояние поля температуры, параметры других полей и процессов на поверхности океана в значительной степени определяются волнением, которое зависит от многих факторов: скорости и про-

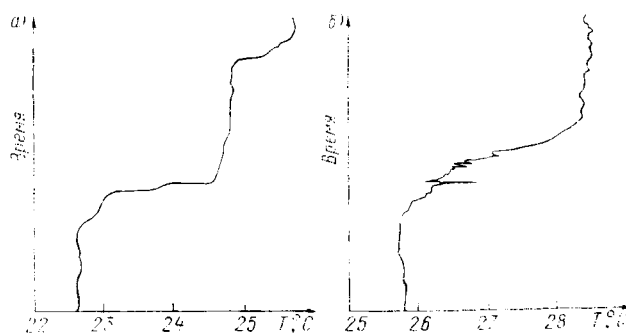


Рис. 19. Резкие горизонтальные градиенты температуры воды, зарегистрированные в 4 ч 51 мин 29.07.1977 г. (а) и в 21 ч 55 мин 6.08. 1977 г. (б) при движении по маршруту I (см. рис. 1, а)

должительности действия ветра, длины разгона, глубины района, рельефа дна. Наибольшей интенсивности ветровые волны достигают в умеренных южных широтах, где циклоны проходят практически неограниченное водное пространство. При экстремальных скоростях ветра 50 м/с достигаются рекордная высота около 30 м и длина в сотни метров. В отличие от ветровых волны зыби распространяются из районов штормов на тысячи километров без заметного затухания [32].

Ветровые волны наблюдаются только на поверхности и в верхнем слое до глубины в среднем 50—60 м. Средняя высота волны в океане 12—13 м. Большая часть энергии морских волн сосредоточена в полосе одной октавы. Фазовая скорость c_{ϕ} развитого волнения близка к скорости ветра ($c_{\phi} \approx v_{\text{в}}$), длина волны $\Delta b = 2\pi v_{\text{в}}^2/g$ (60—600 м), период $\tau_{\text{в}} = 2\pi v_{\text{в}}^2/g$ (5—20 с), высота $H = 0,2 v_{\text{в}}^2/g$ (2—20 м) при $v_{\text{в}} = 10 \div 30$ м/с. Крупная зыбь с высотой волн порядка нескольких метров значительно чаще встречается в океанах, чем развитые ветровые волны. Эмпирические функции многолетних распределений для высот волн и их периодов хорошо описываются логарифмическим нормальным законом. Характеристики

волнения изучены с большой подробностью, их измерения проводятся на всей площади Мирового океана с использованием разнообразных технических средств, включая спутники [21, 22].

Все необходимые данные о ветровых волнах, законах их многомерного распределения, корреляционных и спектральных функциях приведены в атласах [7], справочниках [16, 17, 31] и других изданиях [30, 32, 59]. Зависимость высоты волнения от силы ветра показана в табл. 13.

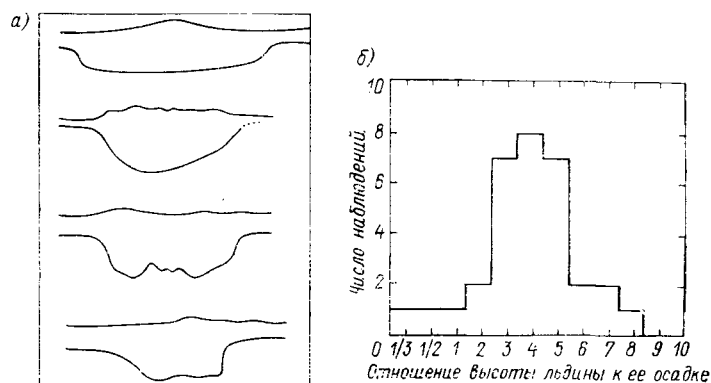


Рис. 20. Контуры отдельных торосов (а) и гистограмма распределения неровностей нижней кромки льда в Северном Ледовитом океане (б)

Высокая концентрация воздушных пузырьков наблюдается в поверхностном слое океана толщиной в несколько десятков метров. Она вызвана разрушением поверхностных волн и разрывом сплошности среды в кильватерных струях судов.

Об этом свидетельствуют, в частности, результаты измерения количества воздушных пузырьков N в зависимости от их размера и глубины на резонансной частоте [3, 32]. С помощью портативной высокочастотной акустической системы в диапазоне 20—200 кГц определялось количество воздушных пузырьков с радиусами R от 18 до 180 мкм. Эксперименты проводились в прибрежном районе. При состоянии моря 1 балл $N = 1000$ на 1 м^3 , причем оказалось, что число пузырьков уменьшается вначале по закону R^{-4} , а при $R > 40$ мкм — по закону R^{-2} . Значение N при $R > 60$ мкм уменьшается с увеличением глубины h примерно как функция $h^{-1/2}$, а число пузырьков меньшего радиуса сокращается по экспоненциальному закону. Установлено, что с уменьшением h значение N растет очень быстро и при развитом волнении может оказаться на три—пять порядков больше, чем на глубине 10—15 м. Кроме того, у поверхности увеличивается и число пузырьков с более низкими резонансными частотами; здесь наиболее характерны значения

Таблица 13

Сила ветра, его скорость и состояние поверхности моря

Баллы	Сила ветра		Скорость ветра, м.с. на высоте 6—8 м	Видимые признаки наблюдаемого на судне ветра
	Словесная характеристика			
0	Штиль		0,0—0,5	Флаги неподвижны
1	Тихий ветер		0,6—1,7	Спокойное море
2	Легкий ветер		1,8—3,3	Флаги слегка колеблются
3	Слабый ветер		3,4—5,2	Флаги полощутся
4	Умеренный ветер		5,3—7,4	Небольшие флаги и вымпелы вытягиваются
5	Свежий ветер		7,5—9,8	Большие флаги вытягиваются
6	Сильный ветер		9,9—12,4	Свист в снастях все более и более нарастает
7	Крепкий ветер		12,5—15,2	То же
8	Очень крепкий ветер		15,3—18,2	Против ветра можно передвигаться по палубе с трудом
9	Шторм		18,3—21,5	То же
10	Сильный шторм		21,6—25,0	То же
11	Жестокий шторм		25,2—29,0	»
12	Ураган		Более 29,0	»

Состояние поверхности моря при ветровом волнении		
Словесная характеристики	Баллы	Признаки для определения истинного ветра и степени ветрового волнения
Совершенно спокойное море	0	Зеркально гладкое море
Спокойное море	1	Рябь; высота волны 0,25 м
Едва заметное волнение	1—2	Небольшие чешуеобразные волны не опрокидываются и не образуют пены
Легкое волнение	2	Короткие, хорошо выраженные волны. Гребни, опрокидываясь, образуют стекловидную пену, а изредка — маленькие белые барашки; высота волны 0,25—0,75 м
Слабое волнение	3	Волны удлиненные. Гребни опрокидываются чаще, белые барашки видны во многих местах; высота волны 0,75—1,25 м
Умеренное волнение	4	Хорошо развитые в длину, но не очень крупные волны; высота волны 1,25—2,0 м
Значительное волнение	5	Море покрыто барашками. Начало образования крупной волны. Белые пенистые гребни занимают значительные площади; высота волны 2,0—3,5 м
Крупное волнение	6	Волны громоздятся. Гребни срываются, пена ложится полосами по ветру; высота волны 3,5—6,0 м
Сильное волнение	7	Гороподобные волны с гребнями значительной длины. По краям гребней начинают взлетать брызги. Полосы пены ложатся тесными рядами по направлению ветра. Временами волны вызывают грохот; высота волны 6,0—8,5 м
Жестокое волнение	8	Очень высокие гороподобные волны с длинными обрушивающимися гребнями. Пена ложится по ветру широкими плотными полосами. Грохот волн становится сильным и подобен ударам. Поверхность моря от пены становится белой. Водяные брызги оказывают влияние на видимость; высота волны 8,5—11,0 м
Исключительное волнение	9	Высота волн настолько велика, что суда временами скрываются из виду. Края волновых гребней повсюду разбиваются в тучи брызг. Море покрыто полосами пены. Ветер, срывая гребни, несет пену и брызги, наполняющие воздух и значительно уменьшающие видимость; высота волны 11 м и более

$R = 100 \div 200$ мкм. Резонансная частота пузырьков оценивается по формуле $f_{\text{пуз}} = 327/R$, где R — радиус пузырька, см; $f_{\text{пуз}}$ — частота, Гц. В Атлантическом океане П. А. Колобаевым [23] на глубине 1,5 м обнаружены пузырьки с радиусами $1,6 \cdot 10^{-3}$ — $3 \cdot 10^{-2}$ см, а на глубине 8 м — с радиусами $4,5 \cdot 10^{-3}$ — $1,7 \cdot 10^{-2}$ см. При увеличении глубины максимум распределения смещается в сторону больших значений радиусов, а его величина уменьшается.

Экспериментальные данные о воздушных пузырьках в прибрежных районах приведены в нескольких работах [3, 6, 22, 32, 59].

От параметров волнующейся границы раздела океан — атмосфера резко отличаются характеристики нижней границы льда, занимающего в отдельные сезоны года значительные площади в Северном Ледовитом океане (СЛО), антарктических водах и окраинных морях [19, 32].

Морской лед представляет собой сложную трехкомпонентную структуру из твердых кристаллов соли и пресного льда, жидкого рассола и мельчайших пузырьков воздуха диаметром до 0,01 мм. Твердая компонента образует пористый скелет, промежутки (раковины) которого заполняют рассол и воздушные пузырьки. Соотношение твердой, жидкой и газообразной компонент зависит от возраста льда, солености воды, температуры и других факторов и определяет его основные физические свойства, влияющие на характер взаимодействия с акустическими волнами.

Более 70 % бассейна СЛО занимают паковые льды, имеющие среднюю толщину 3—4 м и среднее квадратическое отклонение крупномасштабных неровностей до 3 м. Осадка торосов может достигать 7—8 м, а отдельных выступов — 16—20 м. Под влиянием ветров и течений арктические льды находятся в постоянном движении, а ледовые поля изобилуют многочисленными трещинами, каналами и польнями [19, 52].

Статистические характеристики неровностей нижней кромки льда для двух частных случаев наблюдений отражены на рис. 20.

Прежде чем перейти к краткому описанию нижней границы океана, выделим несколько важных особенностей, характерных для геофизических полей и поля скорости звука в дне.

1. Невозможно четко определить горизонт (или глубину), который можно назвать границей раздела вода—грунт или границей, ниже которой акустические волны не распространяются. В каждом частном случае это зависит от многих особенностей локального района океана, рабочей частоты станции, характера расположения антенны ГАС и объекта наблюдения связи относительно друг друга и слоев грунта.

2. Практически отсутствует временная изменчивость. За исключением очень незначительных участков вулканической деятельности и разломов, самые минимальные временные изменения дна на несколько порядков превышают самый большой масштаб,

указанный в табл. 2. Установленные зависимости и значения параметров могут не изменяться в течение многих тысяч лет.

3. Скорость звука имеет не только продольную, но и поперечную составляющую. Это обуславливает дополнительные требования к методике расчета акустического поля в дне.

Рельеф считается наиболее выразительной характеристикой. Наиболее характерная глубина Мирового океана составляет от 4000 до 5000 м [7, 8, 32]. К крупномасштабным формам рельефа относятся:

— шельф (материковая отмель); около 7 % общей площади океана по изобате 200 м; ширина от сотен метров до 800 км; средний уклон $2 \cdot 10^{-3}$;

— материковый (континентальный) склон и материковое (континентальное) подножие; около 40 % площади по изобатам 3—4 км, средний уклон от 10^{-1} до 10^{-2} ;

— ложе океана с глубинами 4—6 км; около 50 % площади, средние уклоны минимальные.

На ложе выделяются крупные формы: абиссальные равнины, плато, хребты, глубоководные желоба. Более подробные данные о формах рельефа дна содержатся в современных атласах [7] и фундаментальных работах [8, 32].

Неровности рельефа имеют широкий спектр горизонтальных Γ_n и вертикальных B_n масштабов от ряби на песке до подводных хребтов, простирающихся на тысячи километров и имеющих высоту несколько километров. Статистические характеристики неровностей зависят также от типа осадков.

Гранулометрические и физические характеристики основных типов осадков для названных крупномасштабных форм рельефа даны в табл. 14. Из рассмотрения данных таблицы видно, что в глубоководных районах большая часть дна покрыта рыхлыми донными отражениями, жидким илом, илистой глиной. Выделяют три типа рельефа: выровненное дно (генеральный рельеф), включающее абиссальные равнины с углами наклона менее сотых долей градуса ($100 \leq \Gamma_n \leq 1000$ км; $0,1 \leq B_n \leq 1,0$ км); слабо или умеренно изрезанное дно (макрорельеф) с абиссальными холмами и океаническими (плато) поднятиями ($10 \leq \Gamma_n \leq 100$ км; $10 \leq B_n \leq 100$ м); сильно изрезанное дно (мезорельеф) с углами наклона крупномасштабных неровностей до десятков градусов ($0,1 \leq \Gamma_n \leq 10,0$ км; $1 \leq B_n \leq 10$ м). Неровности микрорельефа составляют единицы и десятки сантиметров. В районах разломов встречаются участки хаотического нагромождения лав и базальтов с острыми краями, трещины и другие образования [32].

Слой осадков в океане обладает существенно иными физическими характеристиками, чем вода или коренные породы. Частично это учтено в отмеченных выше особенностях нижней границы океанической среды. Дополнительно к этому укажем следующее.

Таблица 14

Гранулометрические и акустические свойства осадков

Тип осадков с учетом особенностей района океана	Диаметр зерен, мм		Содержание осадков, %			Объемная плотность зерен, г/см ³	Плот Среднее значение
	средний	медиальный	в песке	в иле	в глине		
<i>Шельф, материковый склон</i>							
Песок:							
крупный	0,530	0,520	100,0	—	—	2,71	2,03
средний	0,376	—	99,8	—	0,2	2,01	—
мелкий	0,153	0,171	88,1	6,3	7,1	2,70	1,98
очень мелкий	0,090	0,094	83,9	13,0	2,9	2,74	1,91
илистый	0,073	0,126	65,0	21,6	13,4	2,71	1,83
Песчаный ил	0,036	0,051	34,5	51,2	14,3	2,75	1,56
Песчано-илистая глина	0,018	0,041	32,6	41,2	26,1	2,71	1,58
Глинистый ил	0,006	0,011	6,1	59,2	34,8	2,71	1,43
Песчаная глина	0,003	0,004	5,3	41,5	53,6	2,69	1,42
Алевритовый песок	0,073	—	65,3	21,6	13,4	1,83	—
Алевритовая глина	0,003	—	5,3	41,5	53,6	1,42	—
Глина	0,004	0,001	0,5	27,5	72,0	2,50	1,82
<i>Ложе океана, аб</i>							
Песчаный ил	0,017	0,017	19,4	65,0	15,6	2,46	1,65
Ил	0,016	0,018	7,2	79,5	13,3	2,47	1,60
Глинистый ил	0,005	0,006	7,6	50,3	42,1	2,61	1,38
Илистая глина	0,002	0,003	2,9	36,1	61,3	2,55	1,24
Глина	0,001	0,001	0,1	20,3	79,6	2,67	1,26
<i>Абиссальная</i>							
Глинистый ил	0,003 5	0,005 3	3,3	50,0	46,7	2,58	1,41
Илистая глина	0,002 6	0,002 3	2,6	32,9	65,2	2,71	1,37
Глина	0,001 5	0,001 3	0,6	20,7	78,9	2,76	1,42
Алевритовая глина	0,004	—	9,8	39,0	51,2	2,65	1,44

* Среднее квадратическое отклонение.

** Отношение скорости звука в грунте к скорости в морской воде при температуре

В литературе [3, 7, 8, 30, 32, 59] описаны десятки источников накопления осадков в океане и сотни их видов, различающихся минералогическими, химическими и физическими свойствами, формой и размерами частиц, плотностью, пористостью и др. Какие из свойств осадков оказывают наиболее сильное влияние на условия распространения звука, можно определить лишь применительно к каждому конкретному случаю. Но успешное решение этой задачи затрудняется большим диапазоном изменчивости осадков. Так, неровности рельефа составляют от 10^{-6} до $3 \cdot 10^3$ км. Толщина слоя осадков на гребнях срединных океанических хребтов, на кру-

в океане

глубина	Пористость		Скорость звука		Отношение ** c_T/c		Частота, кГц	Поглощение β_T , дБ км, при $f =$ ≈ 10 кГц
	СКО*	Среднее значение	СКО*	Среднее значение	СКО*	Среднее значение		
<i>и материкового подножия</i>								
—	38,6	—	1836	—	1,201	—	—	—
—	39,7	—	1836	—	—	—	—	—
0,024	43,9	1,29	1742	10	1,139	0,006	0,1—1,0	4,0—4,9
—	47,4	—	1711	—	1,121	—	15—150	1,4—1,5
0,025	52,8	1,55	1677	9	1,096	0,006	7,5—16	6,2—10,4
—	68,3	—	1552	—	1,015	—	3,6	4,0—4,9
0,030	67,5	1,66	1578	9	1,032	0,006	7,5—16	1,6—2,7
0,016	75,0	0,87	1536	3	1,004	0,002	5—50	1,6—5,6
0,013	76,0	0,74	1519	3	0,994	0,002	4,5	0,7—1,1
—	52,8	—	1677	—	—	—	—	—
—	76,0	—	1519	—	—	—	—	—
—	50,1	—	1650	—	—	—	1,0—100	0—3,6
<i>иссальная равнина</i>								
—	56,6	—	1622	—	1,061	—	—	—
—	60,6	—	1634	—	1,069	—	4—50	0,67
0,029	78,6	1,53	1535	2	1,003	0,001	—	—
0,010	85,8	0,49	1521	2	0,994	0,001	—	—
—	85,8	—	1505	—	0,985	—	4,5	0,7—1,1
<i>возвышенность</i>								
—	76,4	—	1531	—	1,000	—	—	—
0,014	79,4	0,77	1507	2	0,985	0,001	—	—
0,023	77,5	1,35	1491	1,4	0,975	0,001	4,5	0,7—1,1
—	76,3	—	1539	—	0,994	—	3,5—12	4,2—6,1

23 °С и давлении 1 кгс см².

тых склонах поднятий и уступов материкового склона часто оказывается равной нулю, тогда как вдоль экватора, к северу от 40° с. ш. и к югу от 40° ю. ш., — 2—3 км. Это значит, что общий диапазон изменения этой характеристики в Мировом океане составляют примерно 10^{-3} — $3 \cdot 10^3$ м. Скорость накопления осадков колеблется от 1 до 100 мм за 1000 лет.

Из сотен выявленных видов осадков наибольшие площади (соответственно 150, 115 и 60 млн. км²) занимают карбонаты, глубоководные красные глины и кремнистые илы. Значительным диапазоном изменчивости обладают размеры частиц (зерен) грунта

(10^{-5} — 10^0 мм), их плотность составляет 0,1—2,5 г/см³, пористость—15—90 %. Частицы грунта могут иметь сферическую, эллиптическую пластинчатую произвольную форму. В слоях грунта может содержаться от 0,1 до 0,9 частей различных газов [8, 32].

Приведенные данные свидетельствуют о том, что выполненные по средним значениям параметров грунта расчеты скорости звука или созданные на основе средних цифр акустические модели распространения сигналов будут, мягко говоря, некорректными. В то же время в нашей стране и за рубежом накоплено и опубликовано [7, 8, 22, 20, 32] много ценной информации о параметрах дна, эффективное использование которой сдерживается из-за отсутствия рабочих формул для расчета коэффициентов поглощения, отражения и рассеяния звука в грунте.

Такие же обстоятельства складываются при оценке и учете геологической информации о параметрах коренных пород дна. Базальты и другие породы земной коры имеют сложный внутренний рельеф, резко выраженную слоистость, диапазон изменения скорости звука от 1,5 до 10 км/с, значения плотности 1,5—3,5 г/см³. Толщина слоя земной коры под океаном, в который проникают колебания с частотой менее 100 Гц [14, 38, 52], достигает 10 км. По этой причине в океанологии и морской геологии изучаются и более глубинные структуры [8, 32, 37].

Краткое описание границ и водных масс океана позволяет получить вполне определенное представление об основных факторах, вызывающих пространственно-временную изменчивость частотно-угловых зависимостей коэффициентов поглощения, отражения и рассеяния звука. Их грамотный учет в акустических моделях является основой для проведения оценок ожидаемой дальности действия ГАС в океане.

§ 6. Характеристики поверхности

К основным гидроакустическим характеристикам поверхности океана, которые должны учитываться при определении дальности действия и других технических параметров судовых ГАС, относятся частотно-угловые зависимости коэффициентов отражения и рассеяния звука. Воздушные пузырьки, взвесь, планктон могут вызвать дополнительное поглощение энергии гидроакустических сигналов в приповерхностном слое.

При взаимодействии акустических волн частотой f_0 с движущейся границей раздела вода—воздух (рис. 21) возникает доплеровский сдвиг частоты F , который наблюдается в точке приема в виде боковых полос, пропорциональных частотам спектров волнения поверхности. Рассеивающие свойства поверхности представляют интерес для оценки дальности действия ГАС с двух позиций: какая часть энергии излученного сигнала рассеивается поверхностным слоем моря в обратном направлении и какая ее часть из-за рассеяния не приходит к приемнику.

Ответ на первый вопрос получить особенно важно, когда гидроакустическая станция работает в активном режиме и излучение энергии происходит в сторону поверхности моря. В этом случае основной причиной, ограничивающей дальность действия станции, может оказаться поверхностная реверберация, обусловленная обратным поверхностным рассеянием.

Необходимость в решении второго вопроса возникает, когда гидроакустическая станция работает в пассивном режиме. В этом случае потери энергии сигнала из-за рассеяния в приповерхност-

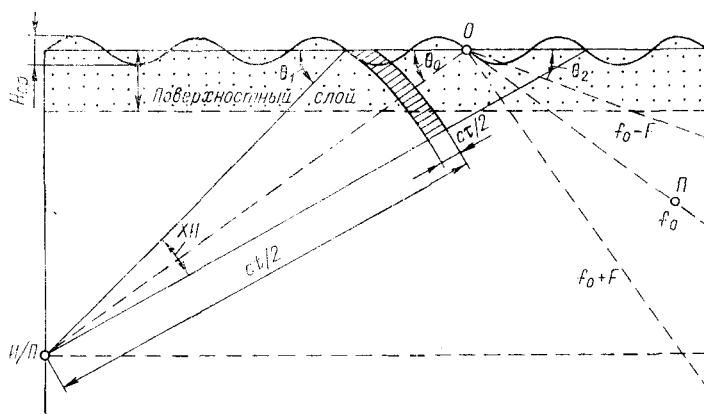


Рис. 21. Схема отражения и рассеяния звука поверхностью океана

О — объект обнаружения; И — источник; П — приемник; ХН — характеристика направленности

ном слое могут оказаться настолько значительными, что иногда приводят к существенному снижению дальности действия станции.

Вопросам рассеяния акустических колебаний взволнованной поверхности моря посвящены теоретические и экспериментальные работы Ю. П. Лысанова, В. П. Глотова, И. Б. Андреевой, С. Д. Чупрова, Ю. Ю. Житковского, Е. А. Копыла и др. [3, 14, 32]. В них отмечается, что недостаточная изученность пространственно-временных характеристик морского волнения и сложность его форм, незавершенность разработанных теоретических положений и большое число упрощений в принятых моделях вынуждают прибегать к приближенным методам оценки абсолютных уровней поверхностного рассеяния. Главным источником сведений в данной области служат результаты экспериментов.

Основными рассеивателями акустических волн в поверхностном слое, как уже указывалось, являются морские волны, биологические скопления и воздушные пузырьки. Вклад каждого из этих факторов в общие потери энергии сигнала различен и зависит

от степени волнения моря, силы и времени действия ветра, частоты гидроакустического сигнала, угла скольжения луча у поверхности и др. Таким образом, в расчеты дальности действия ГАС должны вводиться эффективные значения соответствующих коэффициентов, учитывающих поверхностное и обратное поверхностное рассеяние, которое вызывает дополнительные потери энергии.

Эффективный коэффициент поверхностного рассеяния $\gamma_{п.э}$ определяет потери, обусловленные рассеянием неровной поверхностью моря, морскими организмами и воздушными пузырьками. Последние два явления аналогичны факторам объемного рассеяния, рассмотренным в предыдущем параграфе. Следует только принять во внимание, что в приповерхностном слое плотность воздушных пузырьков может резко увеличиться в случае сильно развитого волнения, а плотность биологических рассеивателей у границы раздела вода—воздух заметно возрасти в ночные часы.

Коэффициент поверхностного рассеяния $\gamma_{п.р}$ определяет потери из-за неровностей поверхности моря. Он равен отношению средней мощности, рассеянной единичной площадкой по всем направлениям, кроме зеркального, к произведению размеров этой площадки на значение интенсивности падающей волны. Величина $\gamma_{п.р}$ при неровностях поверхности моря, обусловленных волнением, характеризует рассеяние энергии в основном вблизи зеркального направления отраженного сигнала.

Средняя высота волнения $H_{ср}$ в зависимости от состояния моря указана в табл. 13 [16]. Характер неровностей поверхности моря описывается статистически с помощью различных спектров, в том числе наиболее известных: Пирсона—Неймана, Стрекалова, Филлипса [32]. Если вид спектра установлен, то значение $\gamma_{п.р}$ для удобства вычислений можно приближенно определить из следующих формул:

а) для спектра Пирсона—Неймана

$$\gamma_{п.р} = 0,56 (fH_{ср})^{3,2} H_{ср}^{1,10} \sin \theta_0; \quad (5)$$

б) для спектра Стрекалова

$$\gamma_{п.р} = 0,45 (fH_{ср})^{3,2} \sin \theta_0; \quad (6)$$

в) для спектра Филлипса

$$\gamma_{п.р} = 0,72 (fH_{ср})^{3,2} \sin \theta_0; \quad (7)$$

г) для двумерного спектра с радиусом корреляции R_0 и среднего квадратического значения высоты волнения δ_{II}

$$\gamma_{п.р} = 0,33 (k\delta_{II})^2 (kR_0)^2 \sin \theta_0, \quad (8)$$

где k — волновое число; $H_{ср}$ исчисляется в метрах; f — килогерцах, θ_0 в градусах (см. рис. 21).

Наибольшее распространение получило описание волнения спектром Пирсона—Неймана. Кроме формул (5) — (8), имеется ряд приближенных выражений, позволяющих оценить потери

вследствие рассеяния на неровностях поверхности в зависимости от величин $H_{\text{ср}}$, θ_0 и f или λ .

Если $H_{\text{ср}} \ll \lambda$, то в среде, где отсутствует рефракция, при однократном отражении [32]

$$\gamma_{\text{н.р}} \approx \frac{1}{\pi} (kH_{\text{ср}})^2 \theta_0. \quad (9)$$

Однако применительно к лучам, распространяющимся в слоисто-неоднородных средах, в расчетах по всем этим формулам не учитываются рефракционные искажения.

Для слоев с постоянными значениями градиентов скорости звука предлагается учитывать потери из-за рассеяния на единицу расстояния $[\gamma_{\text{н.р}}(1)]$, а не на одно отражение [32, 52]. В этом случае значения вертикального градиента скорости звука dc/dh и θ_0 определяют длину цикла Δr (расстояние между отражениями):

$$\Delta r \approx 2c \sin \theta_0 \frac{dc}{dh}.$$

В результате преобразований формула (5) принимает вид

$$\gamma_{\text{н.р}}(1) = 0,56 \frac{1}{2c} \frac{dc}{dh} (fH_{\text{ср}})^{3,2} H_{\text{ср}}^{1,10}. \quad (10)$$

Аналогично преобразовываются и формулы (6) — (8).

В работах [6, 27, 32] отмечается, что при малых значениях угла скольжения θ_0 ($5-7^\circ$) потери энергии сигнала вследствие рассеяния у поверхности моря для соседних лучей будут примерно одинаковыми.

В приповерхностном канале меньшие потери будут у лучей с меньшими значениями θ_0 [27, 32]. Малые потери имеют и лучи, распространяющиеся в океане на большие расстояния, так как они приходят к поверхности под малыми углами. Например, для лучей, испытывающих полное внутреннее отражение у дна (или в районе дна), при средних глубинах Мирового океана 5—6 км максимальное значение θ_0 у поверхности в средних широтах не превышает $8-10^\circ$. Поскольку на расстояния более нескольких десятков километров могут распространяться только сигналы низких частот (меньше 1—2 кГц), их объемное рассеяние (см. § 4) должно быть незначительным.

В результате указанных обстоятельств низкочастотные сигналы с длинами волн больше поверхностных при взаимодействии с неровной границей должны затухать мало. Вместе с тем, как отмечалось в § 3, на низких частотах наблюдается дополнительное затухание, которое теория не объясняет. Возможно, что оно вызывается рассеянием воздушными пузырьками, биологическими скоплениями и другими объектами в поверхностном слое.

Данные по рассеянию энергии поверхностью моря на частотах менее 1 кГц практически отсутствуют, если не считать работы В. П. Глотова, в которой рассмотрено поглощение звука бериллием на частоте 1 кГц [3].

Эффективный коэффициент обратного поверхностного рассеяния $\gamma_{o.p.э}$ характеризует ту часть полученной энергии, которая приходит обратно в точку излучения (приема) в результате рассеяния звука неровностями поверхности моря, морскими организмами и воздушными пузырьками. Роль рассеяния на неоднородностях поля скорости звука по сравнению с рассеянием, создаваемым перечисленными выше рассеивателями, считается незначительной. Из работы [32] может быть получена следующая формула:

$$\gamma_{o.p.э} = \gamma_{o.p.} + 2\gamma_1 + \gamma_2, \quad (11)$$

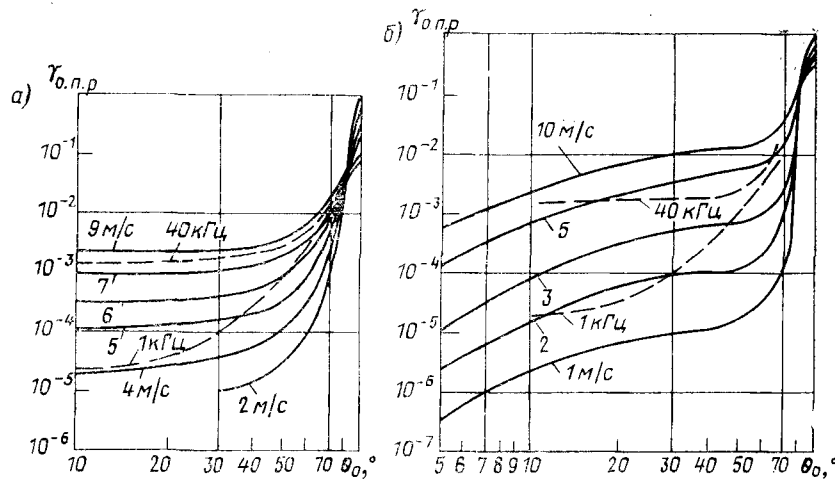


Рис. 22. Зависимость коэффициента обратного поверхностного рассеяния от скорости ветра и угла скольжения луча: а — данные Урика и Гувера при частоте 60 кГц (сплошные кривые), данные Андреевой при скорости ветра 9 м/с (пунктирные кривые); б — данные Гаррисона, Мерфи, Петтери при частоте 60 кГц (сплошные кривые), данные Андреевой при скорости ветра 5—9 м/с (пунктирные кривые)

где $\gamma_{o.p.}$ — уже известный нам коэффициент обратного поверхностного рассеяния; γ_1 , γ_2 — коэффициенты, учитывающие эффект действия воздушных пузырьков и звукорассеивающих скоплений.

И. Б. Андреева [3, 6] рассмотрела для некоторых частных условий (скорость ветра 5—9 м/с) распределение удельного веса рассеивателей разных групп в общем уровне обратного рассеяния поверхностью моря. При углах скольжения θ_0 порядка 30° основную роль играют неровности поверхности моря, а в диапазоне частот 2—20 кГц — также и биологические рассеиватели. При θ_0 около 10° последние приобретают доминирующее значение, причем увеличивается доля и воздушных пузырьков, влияние которых при $\theta_0 < 10^\circ$, когда сигнал распространяется в непосредственной близости от поверхности моря на большие расстояния, может оказаться весьма заметным.

Значительная скорость ветра и сильно развитое волнение приводят к появлению в подповерхностном слое толщиной несколько десятков метров пелены пузырьков (см. § 5). В ряде случаев они служат основной причиной обратного рассеяния энергии сигналов, проходящих к поверхности под углами $\theta_0 < 5 \div 7^\circ$.

Коэффициент обратного поверхностного рассеяния $\gamma_{o.p.p}$ определяют экспериментальным путем и изображают в виде графиков, характеризующих его угловые (рис. 22) и частотные (рис. 23) зависимости. Например, при малых углах скольжения луча ($\theta_0 < 10^\circ$) на рис. 22 четко видна зависимость $\gamma_{o.p.p}$ от скорости ветра, а из рассмотрения рис. 23 вытекает, что с увеличением час-

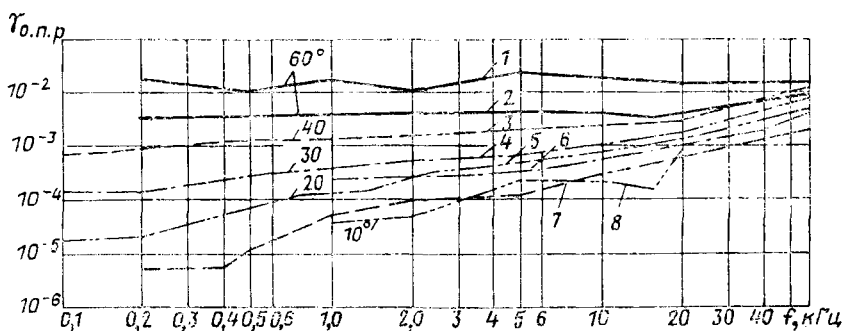


Рис. 23. Зависимость коэффициента обратного поверхностного рассеяния от частоты и угла скольжения луча при скорости ветра до 10 м/с
Кривые 2, 6 и 8 — данные Андреевой; остальные кривые — данные Урика

тоты угловая зависимость проявляется слабее. При $f \approx 1$ кГц в диапазоне $\theta_0 = 10 \div 60^\circ$ разница в уровнях обратного поверхностного рассеяния составляет примерно 25 дБ. Это свидетельствует о трудности учета рассеяния звука поверхностью моря при решении конкретных задач [27, 52, 60].

При исследовании характеристик поверхностного рассеяния [3, 32] используют логарифмические величины $\Gamma_{o.p.э} = 10 \lg \gamma_{o.p.э}$ и $\Gamma_{o.p.p} = 10 \lg \gamma_{o.p.p}$, которые называются соответственно силой эффективного поверхностного рассеяния в обратном направлении и силой обратного поверхностного рассеяния.

И. Б. Андреева, обобщив результаты своих наблюдений и экспериментальные данные зарубежных исследователей, получила осредненные значения величины $\gamma_{o.p.p}$, представленные в табл. 15.

Разница между максимумом $\Gamma_{o.p.э}$ и средним значением величины $\Gamma_{o.p.p}$, а также между последней и минимумом $\Gamma_{o.p.э}$ находится в пределах 7—10 дБ. Таким образом, вклад, который вносят биологические рассеиватели и воздушные пузырьки в рассматриваемых диапазонах углов скольжения и частот излучаемого сигнала, составляет 7—10 дБ.

Таблица 15

Осредненные значения силы поверхностного рассеяния в обратном направлении

θ_0°	$\gamma_{o.p.}, \text{ дБ, при } f, \text{ кГц}$							
	0,2	0,5	1	2	5	10	20	50
10	-60	-60	-58	-57	-55	-53	-51	-47
	-51	-51	-50	-50	-46	-42	-38	-30
20	-50	-46	-42	-40	-36	-34	-31	-30
	-52	-53	-52	-52	-51	-50	-48	-46
30	-44	-46	-46	-45	-42	-38	-34	-28
	-45	-45	-45	-45	-44	-44	-44	-44
40	-37	-34	-31	-29	-27	-26	-24	-23
	-37	-37	-36	-37	-38	-40	-41	-44
50	-29	-27	-26	-25	-24	-23	-22	-21
	-29	-28	-29	-30	-32	-34	-37	-42
60	-21	-21	-20	-20	-20	-20	-20	-19
	-22	-22	-23	-25	-28	-32	-36	-41
	-15	-16	-17	-18	-17	-17	-16	-18

Пр и м е ч а н и е. Из объединенных парантесом значений силы рассеяния верхнее соответствует скорости ветра 3,5 м/с, среднее — 6—10 м/с и нижнее — 10—15 м/с.

Из приведенных на рис. 22 и 23 графиков и данных табл. 15 видно, что минимальные значения коэффициента $\gamma_{o.p.}$ (от — 60 до — 50 дБ относятся к частотам $f = 0,2 \div 2$ кГц при $\theta_0 = 10^\circ$. Практически они совпадают с максимальными значениями коэффициента m_V , рассмотренного в § 4. Максимальные значения коэффициента $\gamma_{o.p.}$ составляют от — 10 до — 20 дБ при скорости ветра более 10—15 м/с и углах $\theta_0 = 60 \div 80^\circ$, т. е. на 40 дБ превышают максимум коэффициента m_V .

Коэффициент отражения акустической энергии поверхностью моря K_{II} характеризует потери, возникающие при отражении фронта волны в зеркальном направлении. Среднее значение этого коэффициента принято определять из выражения

$$K_{II} = -1 + 2(k\delta_H \sin \theta_0)^2 = -1 + \frac{(\text{Rel})^2}{2}, \quad (12)$$

где $\text{Rel} = 2k(\delta_H \sin \theta_0)$ — параметр Рэлея; δ_H — среднее квадратическое значение высоты неровностей; θ_0 — угол скольжения луча у поверхности.

Параметр Рэлея учитывает дополнительный набег фазы, возникающий при отражении фронта акустической волны от неровной

поверхности моря, и является простым критерием оценки степени этой неровности. При $ReI < \pi/2$ поверхность считается гладкой, при $ReI > \pi/2$ — неровной.

В первом случае, когда значения δ_H и θ_0 малы, коэффициент отражения, как видно из формулы (12), равен -1 , т. е. потери энергии при отражении в зеркальном направлении равны нулю.

Во втором случае, когда средняя высота волны $H_{cp} = \delta_H \sqrt{2\pi}$, среднее значение коэффициента отражения находится из выражения

$$K_{п. ср} = -1 + \frac{k_2 H_{cp} \sin^2 \theta_0}{\pi}.$$

Если известен спектр морского волнения, то для определения модуля $|K_{п. ср}|$ можно воспользоваться формулами (5) — (9); например, в случае спектра Пирсона—Неймана

$$|K_{п. ср}| = 1 - 0,56 (f H_{cp})^{3,2} H_{cp}^{1,10} \sin \theta_0. \quad (13)$$

Аналогично с помощью формул (6) — (9) вычисляют значения коэффициентов отражения при других характеристиках волнения моря.

По формулам (10) — (13) можно оценить относительные потери акустической энергии при однократном отражении сигнала, распространяющегося в среде, где отсутствует рефракция акустических лучей. Для ГАС, работающих в приповерхностном слое моря с постоянным положительным градиентом скорости звука, Р. Урик предлагает определять потери с учетом рефракции.

При достаточно часто встречающемся в океане приповерхностном изотермическом слое ($h = 90$ м) с постоянным значением вертикального градиента $G_v = 0,017 \div 0,018$ с⁻¹ и скорости звука на поверхности $c_n \approx 1500$ м/с, по данным Р. Урика [52], предельный угол отражения луча от поверхности $\theta_0 = 2hG_v/c_n \approx 2 \div 3^\circ$.

По графику, построенному на основе этой зависимости (рис. 24), зная H_{cp} и рабочую частоту станции, достаточно просто установить в судовых условиях потери акустической энергии при однократном отражении сигнала.

Эффективный коэффициент отражения от поверхности $K_{п. э}$, учитывающий регулярную и рассеянную части акустического поля и определяемый в морских условиях, в значительной степени характеризует потери, связанные с влиянием воздушных пузырьков, биологических рассеивателей и др.

Е. А. Копыл опубликовал результаты измерений величины $K_{п. э}$ в условиях океана [3, 32]. Согласно полученным им зависимостям этого коэффициента от частоты и скорости ветра (рис. 25), в частности для скорости ветра 10 м/с, потери энергии на отражение составляют примерно 25 % при $f = 1 \div 4$ кГц и достигают 50 % при $f = 8$ кГц.

В Мировом океане имеются районы, поверхности которых круглый год или в определенные сезоны покрыта льдом. Нижняя граница ледового покрова имеет неровности различных масштабов, отражающие и рассеивающие акустическую энергию. За прошедшие 15—20 лет в журнале Акустического общества США опубликовано несколько десятков статей А. Милна, Р. Меллена, Р. Чапмена, Х. Скотта и других специалистов США и Канады, посвященных вопросам измерения силы поверхностного рассеяния в обратном направлении и коэффициентов отражения звука нижней поверхностью молодых и паковых льдов в различные сезоны года. Полученные ими результаты могут представить интерес при оценке уровней поверхностной реверберации или степени затухания сигнала, когда определяется дальность действия ГАС под льдом.

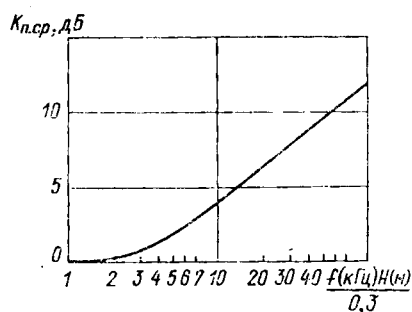


Рис. 24. Зависимость $K_{п. ср}$ для граничного луча в слое с постоянным градиентом скорости звука от частоты сигнала и средней высоты волнения

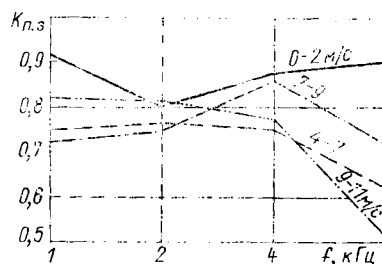


Рис. 25. Зависимость эффективного коэффициента отражения $K_{п. э}$ от частоты и скорости ветра при углах скольжения луча 15—30°

Обратное рассеяние звука в морях арктического бассейна обуславливается не только статистическими характеристиками неровностей нижней части льда, но и его возрастом и структурой, а также гидроакустическими характеристиками приледного слоя воды [52].

Коэффициент обратного рассеяния звука льдом (рис. 26) характеризуется определенной частотной и угловой зависимостью [42]. Чем меньше угол скольжения луча, тем сильнее зависимость уровня реверберации от степени неровностей нижней границы льда [42, 52].

По результатам исследований подледной реверберации сделаны следующие выводы: интегральные уровни зависят от угла скольжения луча; интенсивность обратного рассеяния возрастает с увеличением толщины льда и степени неровностей его нижней границы и с уменьшением угла скольжения; интенсивность обратного рассеяния медленно повышается с увеличением частоты, однако с ростом частоты эта зависимость проявляется слабее; реверберация от нижней поверхности гладкого молодого льда примерно равна поверхностной реверберации открытого моря при скорости ветра 10 м/с, а от восторженного льда — 15 м/с.

Из анализа материалов, изложенных в § 1 и 5 и в работах [27, 52, 60, 63], видно, что при наличии определенной информации оценка гидроакустических характеристик поверхности океана не представляет большой сложности. Получение ретроспективных и текущих сведений о волнении моря для судоводителей и океанологов не представляет собой проблемы. В случае соответствия выб-

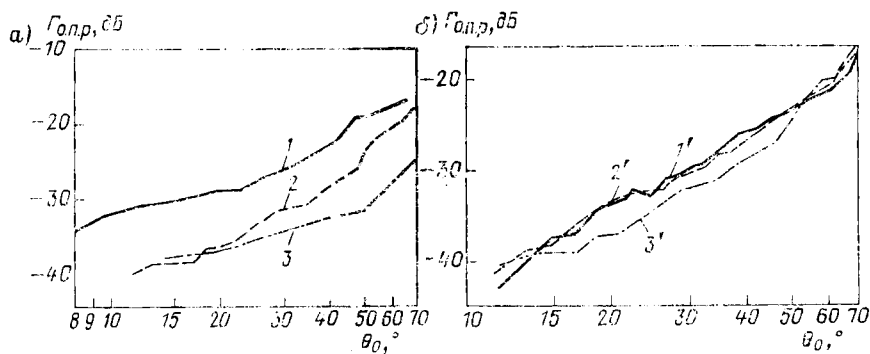


Рис. 26. Графики изменения силы обратного рассеяния $\Gamma_{0.p.p.}$ в зависимости от характера льда (а) и частоты сигнала (б)
1, 2, 3 — старый, молодой и годичный с торосами лед; 1', 2', 3' — частотные полосы 5,12–10,24, 2,56–5,12, 1,28–2,56 кГц

ранной модели реальным условиям влияние поверхности на изменение ожидаемой дальности действия ГАС можно оценить с высокой точностью.

§ 7. Скорость звука в грунте

Скорость звука c_r в осадках (см. табл. 14) и коренных породах земной коры под океанами является важной гидроакустической характеристикой дна. Она используется в расчетах коэффициентов поглощения, отражения и рассеяния звука, а также для более точного вычисления траекторий акустических лучей с целью повышения качества оценки ожидаемых значений дальности действия ГАС в Мировом океане.

Скорость звука в грунте (осадках и коренных породах) — функция его физико-механических параметров, пористости, плотности, жесткости скелета, размеров частиц, температуры, количества и состава газов и других факторов. В отличие от скорости звука в воде (см. § 2) для грунта рассматривается не только продольная, но и поперечная $c_{r.н}$ составляющая распространения акустических волн (либо скорость распространения продольных и поперечных акустических волн).

Результаты отдельных экспериментальных наблюдений систематизированы И. Гамильтоном (табл. 16) и представлены в работах [2, 3, 32, 52]. Они свидетельствуют о большом разбросе абсолютных значений c_r и зависимости от глубины горизонта. Далее рассмотрена

только продольная составляющая скорости распространения акустических колебаний.

Установление теоретических и экспериментальных соотношений между параметрами дна [32] и скоростью звука c_r чрезвычайно затруднено из-за разнообразия составных элементов осадков и их изменчивости по районам Мирового океана (см. § 5). Однако такие попытки делаются уже много лет [2, 32]. Накопленный экспериментальный материал специалисты систематизируют по геоморфологическим районам дна, параметрам рельефа, видам осадков, их характеристикам и др.

Таблица 16

Скорость распространения поперечных (сдвиговых) акустических волн в грунтах дна океана

Тип грунта	c_r , м/с	Глубина от поверхности грунта, м	Тип грунта	c_r , м/с	Глубина от поверхности грунта, м	
Песок:			Ил:			
средний	53	0,2	глубоководный	192	11,0	
	119	0,4		190	16,0	
	165	3,3		песчаный	235	21,0
	287	7,2			239	27,0
мелкий	88	0,2	Глина:			
	116	2,0		песчаная	270	26,0
илистый коралловый	82	0,1			380	112,0
	148	3,7		мокрая	120	10,0
Ил:					320	35,0
	в заливе	90			6,0	359
высушенный	180	10,0	твердая	203	17	
	300	60,0				

Методом подбора коэффициентов для уравнений регрессии составляются различные формулы, результаты расчетов c_r по ним сравниваются с данными наблюдений. Из работы [2] для наглядности показа конечных результатов взята таблица, представленная здесь в сокращенном виде (табл. 17). Приведенные в ней частные уравнения обобщены к виду

$$c_r = -22,9П + 0,15П^2 + 2367 \quad (14)$$

и

$$c_r = -68,2\phi + 3,1\phi^2 + 1874,$$

где $\phi = -\log 2d$; d — диаметр частиц грунта.

Уравнения (14) имеют средние квадратические отклонения вычисляемых значений c_r 34,9 и 45,7 м/с соответственно. В них не учитываются глубина океана и толщина слоя грунта; температура осадков принята равной 20 °С. По сравнению с точностью расчета

Таблица 17

Уравнения для расчета скорости звука c_r , м/с,
в грунте на дне океана

Форма рельефа дна	Основной член уравнения	
	Приведенный средний размер частиц $\varphi = -\log 2d$ (мм)	Пористость P , %
Шельф (материковый отмель)	$c_r = -101,5\varphi + 5,18\varphi^2 + 1997$	$c_r = -24,09P + 0,1594P^2 + 2399$
Материковый склон и подножие Ложе океана	$c_r = -29,3\varphi + 0,57\varphi^2 + 1722$	
абиссальные равнины	$c_r = -101,54\varphi + 5,18\varphi^2 + 1997$	$c_r = -49,13P + 0,336P^2 + 3312$
абиссальные холмы	$c_r = -22,5\varphi - 1,72\varphi^2 + 1428$	
океанические поднятия	$c_r = -146,1\varphi + 8,48\varphi^2 + 2151$	$c_r = -12,89P + 0,0792P^2 + 2019$
океанические хребты	$c_r = -3,7\varphi - 0,55\varphi^2 + 1594$	

скорости звука в морской воде (0,05—1,0 м/с, см. § 2) такая точность является очень низкой и не удовлетворяет требованиям гидроакустики [3, 27, 52, 60]. Это обстоятельство не позволяет пока эффективно использовать для задач оценки ожидаемой дальности действия ГАС обширную информацию об осадках морского дна, карты грунтов, атласы и прочие пособия.

Несколько повысить объективность оценок условий распространения звука в грунтах на основе материалов различных работ и результатов экспериментальных наблюдений поможет правильное понимание следующих установленных общих закономерностей.

При учете в формулах табл. 17 и в уравнениях (14) одновременно более одного фактора (пористости, плотности, формы диаметра частиц, газонасыщенности и др.) точность определения ожидаемого значения c_r увеличивается незначительно.

Пористость и диаметр частиц грунта наиболее сильно влияют на абсолютное значение скорости распространения звука. Большую точность дает расчет по значениям пористости. Точность расчета c_r по значениям пористости и среднему диаметру частиц грунта несколько увеличивается при учете глубины места.

Систематизация результатов экспериментальных наблюдений по районам Мирового океана, типам рельефа, видам грунтов и другим факторам на основе учета как значений пористости, так и размеров частиц улучшает точность регрессионных уравнений и повышает качество последующих расчетов.

В работе [2] отмечается, что предсказываемые с помощью уравнения (14) значения потерь распространения гидроакустических

сигналов в дне отличаются от вычисленных на основе данных о плотности осадков не более чем на 3 дБ.

В связи с большим разбросом абсолютных значений скорости звука в грунте [2, 32] в отдельных случаях важно иметь представление об относительных изменениях c_r в зависимости от глубины. Проиллюстрируем сказанное следующим примером.

В ряде районов имеются участки водоподобных грунтов, скорость звука c_r в которых меньше, чем значения c в придонном слое воды, в связи с чем коэффициент отражения K_d по мере увеличения углов скольжения θ_d быстро уменьшается и при $\theta_d \approx 8 \div 10^\circ$ составляет 0,1—0,3. Если же $c_r > c$ на несколько процентов, то при $\theta_d = 8 \div 10^\circ$ $K_d \approx 1$ (в худшем случае $K_d \approx 0,8 \div 0,9$).

Зная, в каких районах океана находятся такие грунты, можно получить прогностическую информацию об ожидаемых значениях коэффициента отражения, его частотных и угловых зависимостях. В связи с этим исследователи обращают внимание не только на абсолютные величины, но и на соотношение скоростей звука в воде и верхнем слое осадков.

И. Гамильтон и другие авторы [2, 32] в 1974 г. опубликовали результаты измерений величины c_r в 13 районах Мирового океана. Минимальное значение c_r (1454 м/с) было получено на дне Татарского пролива, максимальное (1585 м/с) — в осадках Алеутской впадины. В Бенгальском заливе, Японском море и Татарском проливе, глубоководных районах Берингова моря и у побережья Камчатки скорость звука в грунте была примерно на 1 % меньше скорости звука в придонном слое воды.

Водоподобные грунты, где $c_r < c$, — это в основном жидкий ил, представляющий собой смесь мелких частиц красных и иных типов глин, взвешенных в воде. Слой такого ила толщиной от десятков сантиметров до единиц метра имеет весьма неустойчивую структуру и в зависимости от количества взвешенных частиц в единице объема воды неодинаковым образом влияет на характер распространения звука.

При концентрации частиц 20—30 % и более весь слой колеблется под воздействием фронта акустической волны как одно целое, при этом возможно образование поперечных волн. Если же концентрация ила составляет менее 20 %, среда принципиально изменяет свои акустические свойства, уподобляясь жидкости, и в ней могут распространяться только продольные волны. Особенности структуры частиц жидкого ила и характер взаимодействия между ними обуславливают уменьшение скорости звука в такой среде по сравнению со скоростью звука в жидкости. Отмечается снижение скорости звука на 1—2 и даже 5 %.

В то же время отдельные авторы [2, 3, 6, 14, 32, 63] предполагают возможность существования на больших площадях океанского дна районов, где $c_r \approx 2200 \div 2500$ м/с (т. е. $c_r > c$), что должно приводить к соответствующему увеличению значений коэффициента отражения (см. § 8). Причиной такого аномального возрастания

скорости звука считается наличие в слоях осадков гидратов природного газа.

В последние годы Д. Мизикос, Л. Гемптон, И. Гамильтон и др. [2] предложили ряд уравнений для расчетов скорости распространения акустических волн в верхней части морского дна, учитывающих особенности водоподобной среды с эластичными свойствами и характеристики динамического взаимодействия частиц взвеси. Имеются также эмпирические выражения для расчета скорости звука в твердых грунтах [2, 32, 52], аналогичные уравнениям, представленным в табл. 17.

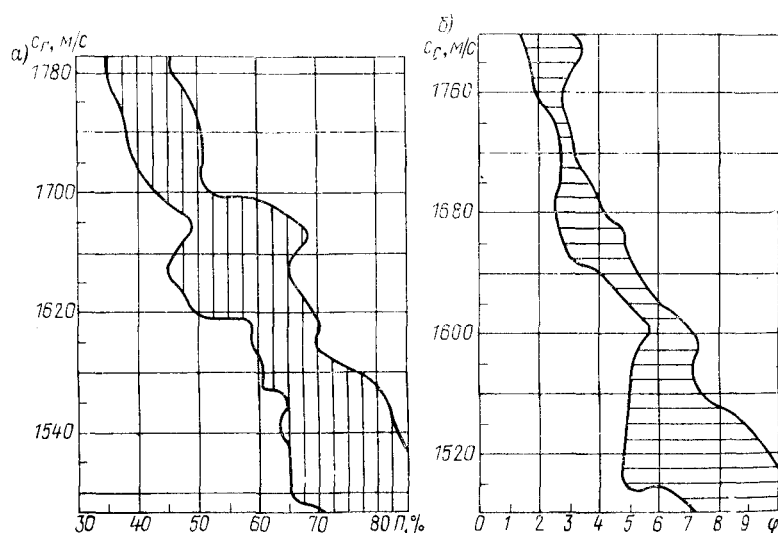


Рис. 27. Зависимость изменения скорости звука в осадках (заштрихованная область) от пористости P (а) и размеров частиц (б)

Основные результаты непосредственных измерений величины c_r в зависимости от физико-механических свойств осадков приведены в табл. 14. Пользуясь этими данными и установив по навигационной карте или из атласа характер грунта в районе плавания судна, можно получить приближенное представление и о значении скорости звука в верхнем слое морского дна. Рассмотрим некоторые экспериментально установленные зависимости скорости звука в грунте от пористости осадков (рис. 27, а), плотности и размеров частиц (рис. 27, б).

Пористость — параметр донных осадков, который наиболее просто измерить. Она характеризует объем воды (в процентах), заполняющей поры между минеральными частицами осадков.

Расчеты и эксперименты [2, 32, 52, 59] показывают, что при значениях пористости от 50 до 100 % на абиссальных равнинах и холмах $c_r = 1480 \div 1540$ м/с, а на континентальных террасах

при значениях пористости 30—80 % $c_r = 1500 \div 1860$ м/с. В осадках с высоким значением пористости (60—80 %) значения скорости звука могут оказаться меньшими, чем в воде.

Для сравнения можно привести данные наблюдений в мелководных Балтийском и Северном морях. Скорость звука измерялась с точностью ± 1 м/с в колонках грунта длиной 1,8—3,5 м, собранных в 1966—1978 гг. на глубинах от 18 до 104 м. Плотность осадков определялась с относительной погрешностью $\pm 5 \cdot 10^{-3}$. При пористости 0,1—0,9 и плотности 1,1—2,4 г/см³ скорость звука менялась в диапазонах 1400—2000 и 2000—1400 м/с соответственно. Коэффициент корреляции был равен при этом $+0,72$ и $-0,71$, а разброс отдельных значений составлял ± 15 м/с. Акустический импеданс менялся на границах слоев грунта в диапазоне $(1,97 \div 3,26) \cdot 10^5$ г/см² с перепадами до 20 % [70].

В другом случае [2, 70] скорость звука измерялась в колонках грунта длиной 1,8—3,0 м. Большая часть значений оказалась сосредоточенной в диапазоне 1320—1580 м/с с преобладающим до 77 % интервалом 1390—1430 м/с. Верхний слой осадков представлял собой голоценовые или позднеледниковые глины и моренные суглинки. По результатам наблюдений высказывается предположение, что уменьшение значений скорости звука в таких грунтах, по сравнению со значениями скорости звука в воде (1460—1490 м/с), обусловлено большой пористостью осадков и значительным содержанием в них газов.

Подобные примеры, подтверждающие большие диапазоны разброса значений скорости звука в локальных районах океана и в зависимости от глубины, свидетельствуют о сложности определения скорости звука в осадках и коренных породах дна океана.

Установленный в настоящее время общий характер зависимости между пористостью и скоростью звука (см. рис. 27) не позволяет, однако, определить значения c_r с точностью, необходимой при выполнении гидроакустических расчетов (см. § 8), даже если значение пористости известно. Так, если оно равно 80 %, разброс значений c_r составляет 50—60 м/с [2, 32, 70]. При уточнении характера района или типа грунта по табл. 14 и использовании графика на рис. 27, б диапазон разброса уменьшается до 20—30 м/с, но все же остается слишком большим для практических приложений.

Отсюда вытекает настоятельная потребность в измерении скорости звука в верхнем слое осадков непосредственно при использовании ГАС (см. § 18) с целью накопления данных и создания на их основе соответствующих справочных пособий.

Возрастание значения c_r в некоторых глубоководных илах и глинах обычно вызывается более жесткой структурой осадков. Жесткость в этом случае является следствием повышенного сжатия на больших глубинах, дополнительной цементации между зернами, минеральными частицами, железом, магнием и др. Увеличение структурных связей в глубоководных осадках отмечено в результатах ряда механических испытаний.

Зависимость скорости звука от плотности грунта известна наиболее широко [32]. Эмпирические соотношения между объемной плотностью и скоростью звука аналогичны зависимости между скоростью звука и пористостью (см. табл. 17), так как связь между плотностью и пористостью является линейной. Результаты измерений c_r на абиссальной равнине, абиссальной возвышенности и континентальной террасе показывают, что осадки абиссальной равнины характеризуются большими значениями скорости звука по сравнению с абиссальной возвышенностью. Разброс ожидаемых значений c_r в этом случае также велик, в связи с чем требуется введение поправок в результате измерений. При плотности грунта на абиссальной равнине и холмах 1,15—1,50 г/см³ значение c_r меняется от 1490 до 1550 м/с, а на континентальном шельфе — от 1490 до 1840 м/с при изменении плотности в диапазоне 1,30—2,10 г/см³.

Зависимость скорости звука от размеров частиц грунта представляет большой интерес в связи с тем, что размеры частиц являются практически единственным параметром, который не меняется в течение длительного времени хранения колонок с грунтом, собранных в океанографических и гидрографических экспедициях.

Тщательный анализ старых образцов грунта дает возможность получить карты пространственной изменчивости скорости звука в верхнем слое осадков. В лабораторных условиях обычно определяются максимальные и минимальные размеры частиц по медиане, средние значения диаметров, процентное содержание в грунте песка, ила, глины и других типов осадков.

С увеличением размеров частиц, уменьшением пористости, а иногда и плотности скорость звука возрастает (см. рис. 27). В том случае, когда для оценки ее значений в качестве параметра используются размеры частиц, важно учитывать тип грунта и особенности района (глубоководный, мелководный). При тех же размерах частиц осадки на абиссальной равнине имеют более высокие значения пористости и скорости звука и более низкие плотности, чем в грунтах абиссальных возвышенностей. Статистический анализ показывает, что эти расхождения могут быть заметными.

Так, на абиссальных равнинах и холмах при содержании частиц размером менее 0,004 мм в общем составе осадков от 35 до 80 % скорость звука в грунте меняется от 1550 до 1480 м/с, а на континентальном шельфе при содержании частиц песка размером более 0,0625 мм в общем составе осадков от 0 до 100 % она возрастает от 1480 до 1840 м/с.

И. Гамильтон считает размеры частиц грунта наиболее важным параметром при оценке скорости звука в осадках на континентальных террасах в Тихом океане, а также в тех случаях, когда глина составляет 50 % общего состава донных осадков. М. Горн и другие авторы также полагают, что по средним диаметрам зерен осадков можно наиболее точно определить скорость звука в грунтах Норвежского и Средиземного морей. Установлены аналогичные зави-

симости для грунтов северной части Атлантического океана и Карибского моря [2, 32].

И. Гамильтон указывает следующие возможные значения ошибок при определении скорости звука по измеренным средним диаметрам частиц: для грунтов на континентальной террасе — 29 м/с, для грунтов на абиссальной равнине — 9 м/с. При этом он отмечает, что разброс значений при использовании данных о пористости грунта и процентном содержании песка составил 31 и 11 м/с, а при использовании данных о плотности грунта — 33 и 12 м/с соответственно.

Следует особо подчеркнуть, что многократные измерения, выполненные С. Робертсоном и др. [2, 27] в мелководных районах, показали возможность установления более надежных зависимостей между скоростью звука и размерами частиц при получении данных *in situ* с помощью специальных установок (см. § 16).

По данным измерения величины ϕ в различных грунтах отмечается, что ее характеристики в отличие от заметной изменчивости величины c_r практически не меняются. По крайней мере, в пределах обычных погрешностей измерений 1—5 % таких изменений не обнаружено.

Пространственная изменчивость характеристик поля скорости звука на границе раздела вода — грунт в основном хорошо коррелирована с типами генерального рельефа и параметрами осадков. Для районов с большой пространственной однородностью верхнего слоя осадков в горизонтальной плоскости значение c_r будет оставаться постоянным на большой площади и в течение длительного времени.

Это обстоятельство несколько облегчает возможности прогнозирования акустических характеристик морского дна по сравнению с решением аналогичных задач применительно к поверхности моря или водным массам.

Изучению зависимостей скорости звука в грунте от его физико-механических параметров и измерению абсолютных значений величины c_r в осадках уделяется все большее внимание. Это, по-видимому, связано с прикладным значением данного вопроса, в том числе с повышением точности оценки ожидаемой дальности действия ГАС.

По результатам обработки экспериментальных данных, накопленных за несколько десятков лет, был сделан вывод, что акустические характеристики морских осадков и пористых материалов аналогичны, а следовательно, установленные зависимости имеют линейный характер. Получены уравнения скорости распространения звука в верхней части морского дна, представленного в виде водоподобной среды с эластичными свойствами и параметрами, близкими к взвеси, с учетом динамического взаимодействия частиц. В диапазоне $f = 10 \div 50$ кГц проведено сравнение расчетных и экспериментальных данных [2, 32].

§ 8. Гидроакустические характеристики дна

Основные гидроакустические характеристики дна океана, влияющие на дальность действия ГАС, связаны с поглощающими, рассеивающими и отражающими свойствами грунта и коренных пород (рис. 28). Они представлены в литературе в виде частотно-угловых зависимостей соответствующих коэффициентов. Впервые отражающие свойства дна начали учитывать в середине XIX в. [5, 11, 50].

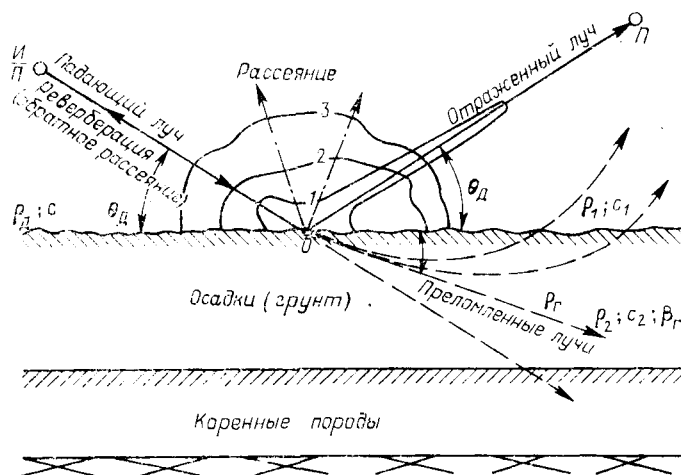


Рис. 28. Схема отражения, поглощения и рассеяния звука дном океана

О — объект; И — источник; П — приемник; 1, 2, 3 — кривые, отображающие различные формы характеристики направленности; β_r — коэффициент затухания звука в грунте

Поглощение акустической энергии в грунте приводит к безвозвратным потерям в переизлученном поле, содержащем рассеянную и отраженную в зеркальном направлении компоненты.

В работах [2, 6, 14, 32, 59] опубликованы материалы, позволяющие оценить степень влияния рассеяния звука в грунте и коренных породах дна на сверхдальнее распространение гидроакустических сигналов.

Акустические параметры подводного грунта (плотность, скорость звука, коэффициент затухания) позволяют определить уровень звукового поля в мелком море, а также в зонах тени на относительно высоких частотах, на которых дифракционное проникновение звуковой энергии в зону тени чрезвычайно мало.

Специалистам, проектирующим гидроакустическую аппаратуру, важно знать значения потерь акустической энергии при отражении лучей в зависимости от угла скольжения у дна и частоты сигнала.

От правильной их оценки, включая потери на поглощение, отражение и рассеяние звука, зависят проектная мощность излучения и, в конечном счете, дальность действия ГАС.

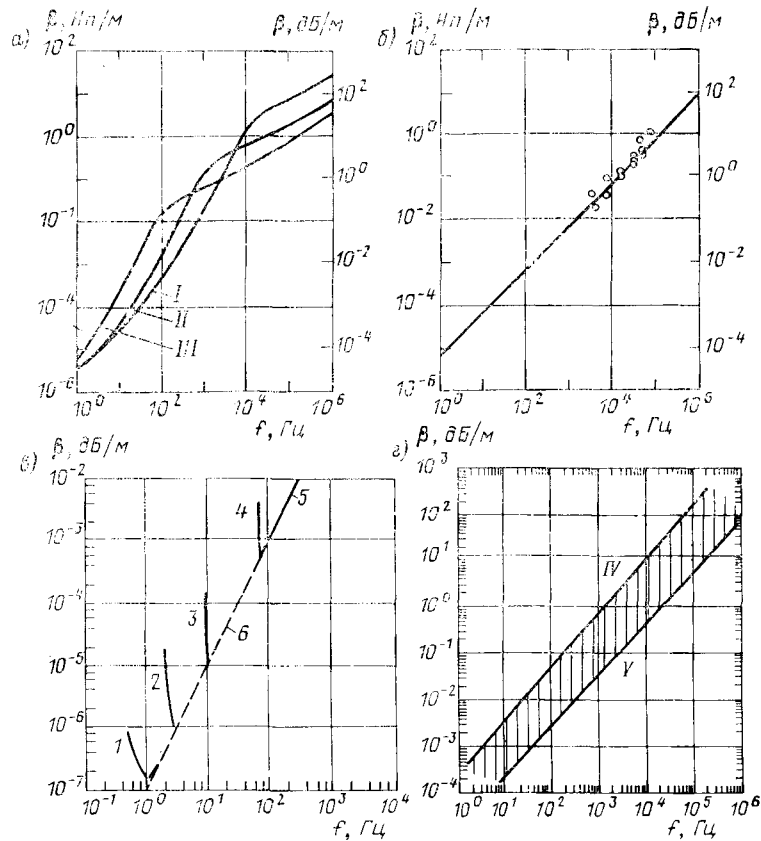


Рис. 29. Графики коэффициентов затухания звука на высоких частотах в песках (а) и мелкозернистых осадках (б), низкочастотных нормальных волн в кристаллических породах (в) и в широком диапазоне частот (г)

I, II, III — для коэффициентов проницаемости $3 \cdot 10^{-8}$, $3 \cdot 10^{-7}$, $3 \cdot 10^6$ см² или размеров пор $6,7 \cdot 10^{-4}$, $2,2 \cdot 10^{-4}$, $6,7 \cdot 10^{-3}$ см соответственно; *IV, V* — границы измерений; *1-5* — экспериментальные данные; *6* — приближенная граница надежных экспериментальных данных

Вопросы поглощения акустической энергии в грунте (рис. 29) освещены в нескольких работах [2, 32, 42]. В результатах исследований подчеркивается, что волновое число k необходимо считать комплексным [32], однако приводится мало сведений о поглощении звука в наиболее интересном, например, для пассивной гидролокации диапазоне углов скольжения у дна $\theta_d = 0 \div 30^\circ$.

Толщина слоя осадков в Мировом океане в отдельных районах достигает 3500 м [8]. Однако при наличии в районе плавления оста-

точных слоев толщиной даже несколько сотен метров акустические лучи с малыми значениями θ_d проходят расстояния несколько километров и, следовательно, их энергия будет заметно поглощаться.

В качестве примера приведем формулы, полученные по экспериментальным данным [32]. Для водонасыщенных осадков предлагается использовать соотношение $\beta_r = 0,48 + 10^{-1} \times (12 - c_c) f$, а для плотных грунтов $\beta_r = 0,48 + 10^{-5} \left(6,4 + \frac{c}{20} - 2,6^{1,2} \rho c_c \right) f$. Здесь β_r измеряется в Нп/м; c_c — сжимаемость (безразмерная величина); ρ — плотность, г/см³, f — частота сигнала, Гц.

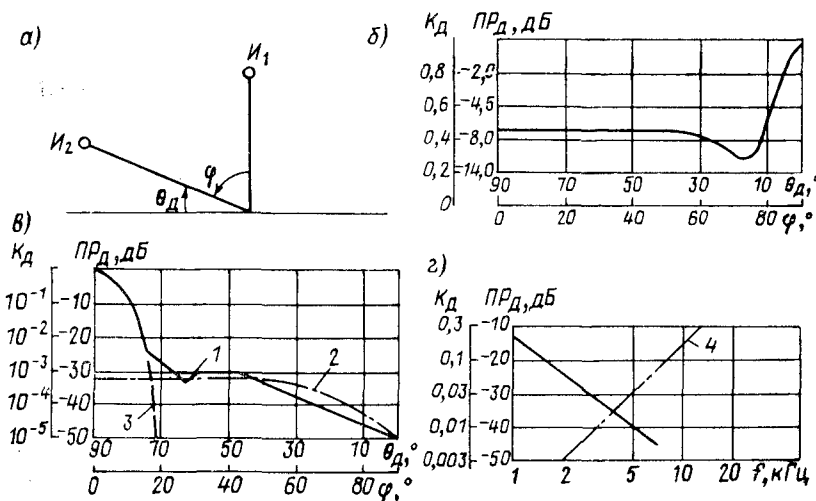


Рис. 30. Зависимости коэффициента K_d и потерь PR_d при отражении звука дном: а — соотношение между углами скольжения θ_d и падения φ луча; б — угловые зависимости; в, г — частотные зависимости

1 — типовая кривая; 2 — закон Ламберта; 3 — случай отсутствия неровностей; 4 — зависимость рассеяния от частоты I_1, I_2 — источники при нормальном и наклонном падении

Описанию рассеивающих и отражающих свойств морского дна (в основном их частотных и угловых зависимостей) посвящено большое количество работ [2, 3, 6, 32, 52, 59]. Однако результаты теоретических расчетов и экспериментов представлены в различной форме, что может вызвать трудности при их использовании и даже привести к ошибкам.

Усредненный характер изменения коэффициента отражения и рассеяния звука дном в зависимости от углов скольжения θ_d и падения φ луча и частоты показан на рис. 30. Слева даны значения соответствующих параметров в абсолютных единицах и децибелах.

Рассеяние звука дном вызывается главным образом неровностями его поверхности и неоднородностями в грунте с различными значениями показателя преломления. Основными параметрами,

характеризующими рассеивающие свойства морского дна, являются коэффициент объемного рассеяния звука в слое дна, коэффициент обратного донного рассеяния и сила обратного рассеяния звука дном.

Коэффициент объемного рассеяния звука в слое дна $\gamma_{дv}$ характеризует мощность, рассеиваемую единичным объемом слоя грунта морского дна по всем направлениям. Причиной такого рассеяния являются прежде всего неоднородности грунта, имеющие различные значения показателя преломления. Значения $\gamma_{дv}$ в слоях осадков приведены в работе [52], где отмечено незначительное влияние неоднородностей грунта на обратное рассеяние.

Коэффициент обратного донного рассеяния $\gamma_{до}$ характеризует отношение мощности, рассеиваемой единичной площадкой дна в единицу телесного угла, к интенсивности падающей волны.

В литературе [2, 3, 32, 52] нет достаточно четких указаний на то, что именно служит основной причиной обратного рассеяния: слой ли грунта с различной плотностью, объемные ли неоднородности осадков либо неровности поверхности. Вероятно, в различных районах океана меняется как относительный, так и абсолютный удельный вес этих факторов в общем объеме обратного рассеяния. Наиболее часто уровни его связывают со статистическими параметрами неровности грунта и типами рельефа дна.

Действительно, состав грунта, формы рельефа и статистические параметры неровностей дна на шельфе, материковом склоне и в глубоководных районах весьма различаются. В мелководных районах, например, грунты твердые, крупнозернистые с мелкомасштабными неровностями преимущественно высотой от миллиметра до единиц метра (см. § 5). На материковом склоне высота неровностей рельефа (отдельных холмов) редко превышает 40 м, а их горизонтальные размеры составляют сотни метров. Состав грунта — обычно песчаный ил, глина, мелкозернистый песок. Обратное рассеяние имеет здесь равномерный характер с установленными угловыми и частотными зависимостями [2].

В районах абиссальных холмов заметную роль в рассеянии играют неровности с горизонтальными размерами от единиц до сотен метров. Когда мелкомасштабные неровности ($kR_0 \ll 1$, где R_0 — радиус неоднородностей или неровностей) выражены наиболее четко, индикатриса рассеяния относительно широка, причем ее угловая ширина не зависит от частоты сигнала. При крупномасштабных неровностях ($kR_0 \gg 1$) индикатриса рассеяния становится значительно острее, а ее угловая ширина зависит от частоты сигнала.

В районах с сильно изрезанным рельефом обратное рассеяние не имеет четко выраженной частотной и угловой зависимости. Коэффициент обратного донного рассеяния в широком диапазоне углов скольжения изменяется согласно закону Ламберта [27] в его общем виде: $\gamma_{до} = \gamma_{дv} \sin \theta_{д1} \sin \theta_{д2}$, где $\theta_{д1}$ — угол скольжения луча у дна; $\theta_{д2}$ — угол отражения луча в зеркальном направ-

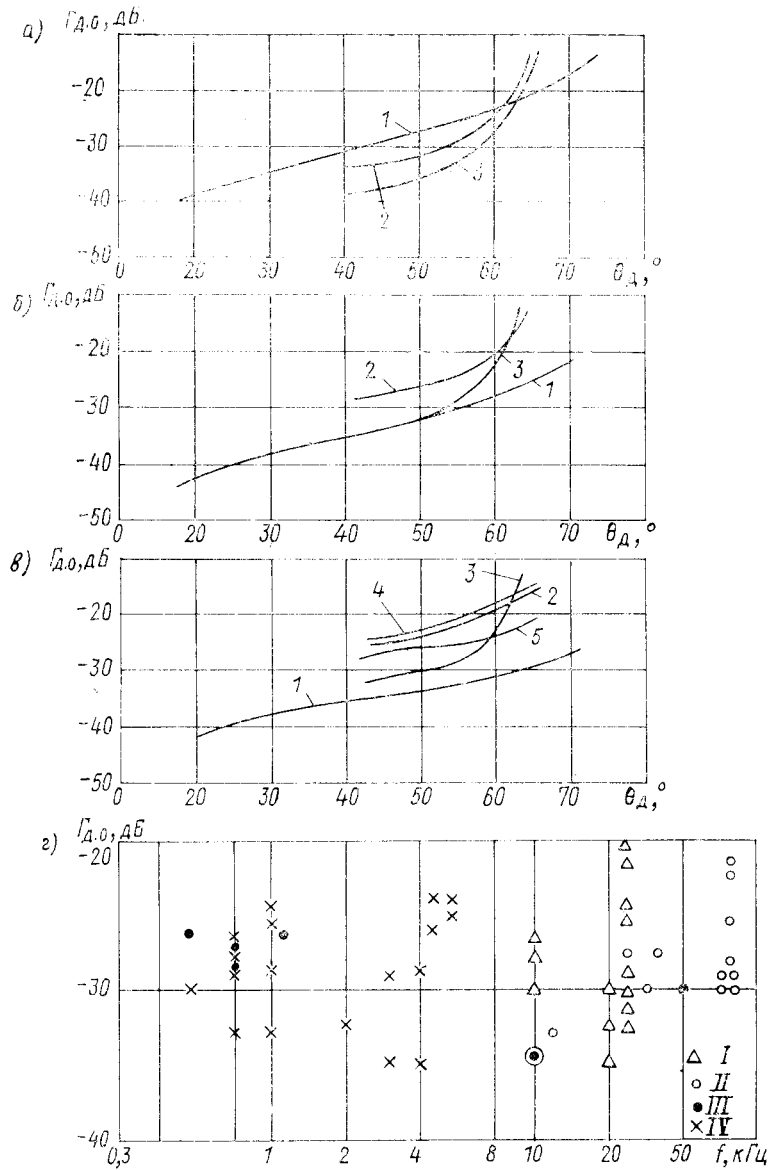


Рис. 31. Угловые и частотные зависимости обратного рассеяния звука дном в глубоком море на частоте 0,5—1,0 (а), 2,0—3,2 (б), 4—6,3 (в) и 0,3—80,0 кГц (г)

I — граница между абиссальной равниной и понижением континентального склона; 2 — абиссальная равнина Гаттераса; 3 — подводная возвышенность; 4 — абиссальная равнина Сом; 5 — континентальный подъем; I — данные исследовательской лаборатории США; II — данные Урика; III — данные Маккензи; IV — данные Шмидта

лении. При обратном рассеянии $\gamma_{д.о} = \gamma_{д.р} \sin^2 \theta_{д.}$, где $\theta_{д.}$ — угол скольжения луча у дна. В указанных районах $\gamma_{д.о} = 2 \cdot 10^{-3} \sin^2 \theta_{д.} + 1 \cdot 10^{-2} \sin^2 \theta_{д.}$.

В случае, когда рассеяние определяется только неровностями верхнего слоя грунта, действует закон обратного рассеяния Ломеля—Зеелингера. При полном отсутствии неровностей обратное рассеяние для углов скольжения $\theta_{д.} < 60^\circ$ должно стремиться к нулю. Эти закономерности отражены на рис. 30, в.

Сила обратного рассеяния звука дном

$$\Gamma_{д.о} = 10 \lg \int_{h_1}^{h_2} \gamma_{д.о} dh,$$

где h_1 и h_2 — глубина соответственно верхнего и нижнего горизонтов слоя. Эта формула действительна только при однородной структуре слоя, однако в грунте возможны положительные и отрицательные градиенты скорости звука, которая по данным глубоководного бурения с судна «Гислер Велленджер» в слое толщиной до 200–300 м не имеет резких изменений. В связи с этим с определенными допущениями можно говорить о среднем значении величины $\Gamma_{д.о}$, угловые и частотные зависимости которой на материковом континентальном склоне, на абиссальной равнине, в районах абиссальной возвышенности и с сильно изрезанным рельефом показаны на рис. 31.

Как можно видеть, при возвышенном рельефе проявляется закономерность роста значения $\Gamma_{д.о}$ с увеличением частоты. В этих же районах при $\theta_{д.} = 0$ и 60° сила обратного донного рассеяния изменяется примерно по закону Рэлея, а в диапазоне $\theta_{д.} = 60^\circ - 90^\circ$ быстро возрастает, приближаясь к единице.

В табл. 18, заимствованной из работы [32] показана теоретическая зависимость силы слоя от частоты сигнала и отношение интенсивностей рассеяния $\Gamma_{д.о}$ и отраженного $\Gamma_{отр}$ сигналов, причем в работе [32] указывается, что на частотах более 15 кГц рассеянный сигнал может оказаться сильнее отраженного.

Зависимость силы обратного рассеяния звука дном от частоты сигнала и характера гидрографического рельефа дна приведена в табл. 19,

Таблица 18

Расчетные значения коэффициента обратного донного рассеяния, силы слоя и отношения интенсивностей

f , кГц	$\gamma_{д.о}$, m^{-1}	$I_{рас}/I_{отр}$, %	$\Gamma_{д.о}$
1	$4,9 \cdot 10^{-6}$	2,1	$3,1 \cdot 10^{-4}$
2	$8,0 \cdot 10^{-5}$	6,2	$2,6 \cdot 10^{-3}$
3	$2,0 \cdot 10^{-3}$	19	$2,6 \cdot 10^{-2}$
10	$1,3 \cdot 10^{-2}$	36	$8,2 \cdot 10^{-2}$
15	$4,0 \cdot 10^{-2}$	50	$1,9 \cdot 10^{-1}$
24	$1,0 \cdot 10^{-1}$	65	$2,6 \cdot 10^{-1}$

Таблица 19
Обратное рассеяние звука дном в океане

f, кГц	Сильно изрезанное дно				Слабо изрезанное дно				Вывороченное дно			
	Сила обратного рассеяния, дБ, при углах скольжения θ_d											
	30	40	50	60	30	40	50	60	30	40	50	60
1	-32	-30	-29	-22	-35	-32	-28	-27	-18	-19	-47	-45
	-34	-32	-28	-26	-40	-40	-40	-40		-50	-45	-37
	-27	-22	-20	-20								
2	-33	-34	-32	-27	-28	-29	-22	-22	-38	-39	-12	-38
	-25	-27	-24	-25		-36	-38	-35	-32	-28	-30	-32
	-26	-25	-24	-24								
4	-28	-28	-26	-23	-27	-22	-19	-17	-34	-29	-30	-28
		-33	-32	-27	-32	-29	-26	-30		-30	-23	-18
	-28	-23	-22	-21								
5	-27	-27	-25	-23	-21	-19	-17	-16	-30	-28	-26	-24
		-32	-28	-25	-28	-27	-23	-21	-26	-28	-25	-17
	-27	-23	-24	-22								
10		-27	-28	-25	-20	-18	-16	-15	-28	-27	-26	-23
			-25	-25				-20			-27	-24
	-27	-23	-24	-23								
18		-18	-20	-19			-7	-6			-20	-18
		-19	-9	-10		-10	-11	-12				

составленной по материалам работ [3, 32, 52]. Согласно табличным данным, в районах с выровненным рельефом частотная и угловая зависимости выражены более четко.

Средние квадратические погрешности измерений величины γ_d при $f \leq 20$ кГц и $\theta_d > 30^\circ$ составляют 3—5 дБ [52]. В связи с этим определение частотной зависимости при малых значениях θ_d и угловой зависимости рассеяния на низких частотах затруднено. Экспериментальные данные опубликованы в работах [3, 6, 52].

Коэффициент отражения звука дном K_d определяет потери акустической энергии при взаимодействии фронта волны с грунтом (см. рис. 30) и непосредственно учитывается в расчетах ожидаемой дальности действия ГАС. Простейшая модель дна (см. рис. 28), используемая для вычисления значений этого коэффициента, представляет собой жидкую полубезграничную однородную среду с плоской границей, которая характеризуется плотностью ρ и скоростью звука c_r . В данном случае модуль $|K_d|$ находится по известной формуле

$$|K_d| = \frac{m \sin \theta_d - \sqrt{\mu^2 - \cos^2 \theta_d}}{m \sin \theta_d + \sqrt{\mu^2 - \cos^2 \theta_d}}, \quad (15)$$

где m — отношение плотностей ρ_r/ρ граничащих сред; $\mu = c/c_r$ — показатель преломления.

При усложнении модели отражения за счет учета потерь α_r , связанных с поглощением звука в грунте или с рассеянием на неровностях, определяемых параметром Рэля $ReI = 2k\delta_H \sin \theta_d$, в величину показателя преломления μ вводится дополнительная поправка на потери: $\mu = c/c_r (1 - i\gamma_d)$. С учетом этой поправки по формуле (15) рассчитывают коэффициент отражения K_d и строят графики его угловых и частотных зависимостей. На низких частотах и при малых углах скольжения может происходить фокусировка акустической энергии. При этом потери распространения будут иметь обратный знак (рис. 32).

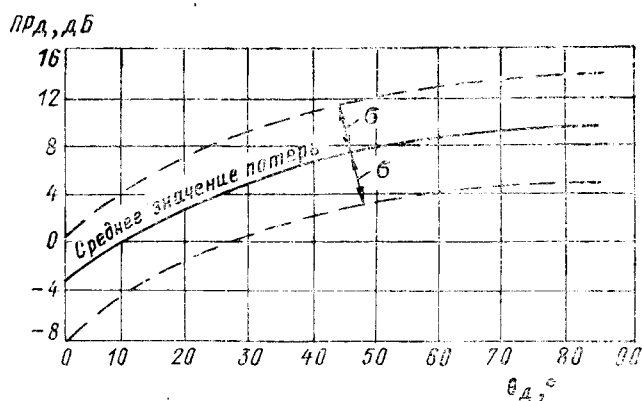


Рис. 32. Результаты измерения потерь при распространении $ПР_d$ низкочастотных сигналов в верхнем слое дна океана

σ — среднеквадратичное отклонение

Одно- и двухслойные модели дна, обладающие рядом недостатков [2], не удовлетворяют современным требованиям к точности расчета акустического поля в океане на частотах менее 1000 Гц. Поскольку прямым экспериментальным путем невозможно установить частотно-угловые зависимости коэффициента отражения от дна, для расчетов дальности действия ГАС используют значения потерь от дна, определяемые как разность между измеренными значениями акустического поля в точке приема и результатами расчетов. В 1975—1976 гг. был проведен эксперимент с использованием системы нейтральной плавучести АВТОБУИ (взрывной источник сигналов на глубине 700 м, горизонт дрейфа плавучести 1700 м, прием на вертикальную цепочку из 12 акустических преобразователей), обеспечивающей регистрацию прямых, а также отраженных от поверхности и от слоев дна гидроакустических сигналов с точностью ± 1 дБ при минимальном уровне собственных гидродинамических помех [2]. Результаты экспериментов [2] показали, что на частотах 50—100 Гц в диапазоне углов скольжения 13—33° значения потерь становятся отрицательными и достигают 5—6 дБ.

Такая фокусировка в переизлученном дном акустическом поле объясняется суммированием энергии отраженных и рефрагированных и головной волн.

Эффективный коэффициент отражения звука дном $K_{д,э}$, определяемый экспериментально, учитывает потери, вызванные поглощением и рассеянием [3, 52]. С ростом частоты эти потери существенно увеличиваются. Неровности на границе раздела (между малых размеров) могут заметно изменить характер отражения и свойства отраженных сигналов по сравнению с плоской границей, что обуславливает разброс измеренных значений.

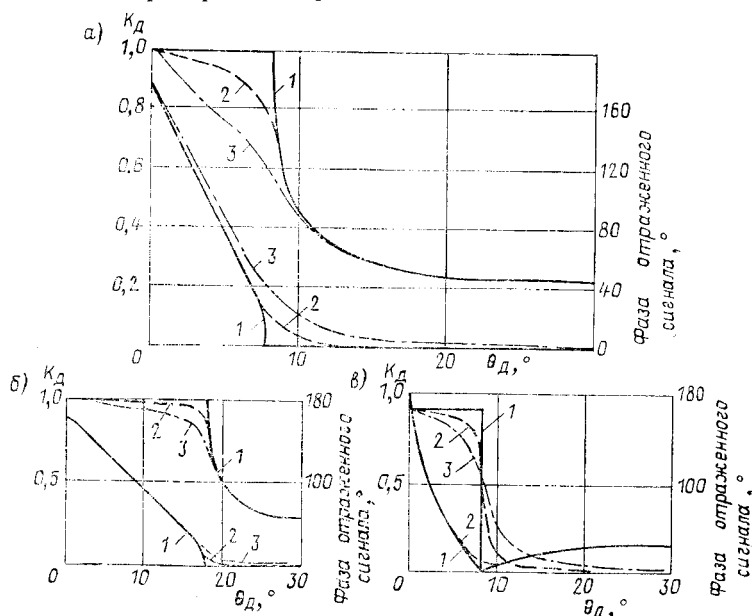


Рис. 33. Расчетные значения модуля коэффициента отражения от дна K_d и фазы отраженного сигнала в зависимости от угла скольжения луча при c_r/c , равном 1,01 (а), 1,05 (б) и 0,99 (в)

На рис. а и б верхние кривые — модуль коэффициента отражения; нижние — фаза отражения; на рис. в — наоборот

На рис. 33 приведены расчетные графики модуля коэффициента отражения от дна и фазы отраженного сигнала в зависимости от угла скольжения θ_d при $\rho = 1,032 \text{ г/см}^3$ и $c = 1484 \text{ м/с}$ в воде для следующих значений величин в грунте:

Номер кривой на рис. 33	$\rho_r, \text{ г/см}^3$	$c_r, \text{ м/с}$	$\alpha_r, \text{ дБ·м}$
1	1,548	1,499	0,0
2	1,414	1,558	0,131
3	1,445	1,469	0,492

Как видно из графиков на рис. 33, а, б, чем выше скорость звука в грунте c_r по сравнению с ее значением в воде c , тем больше диапазон углов скольжения, когда $K_d = 1$. Если же скорость звука в верхнем слое грунта меньше, чем в воде, (рис. 33, в), то коэффи-

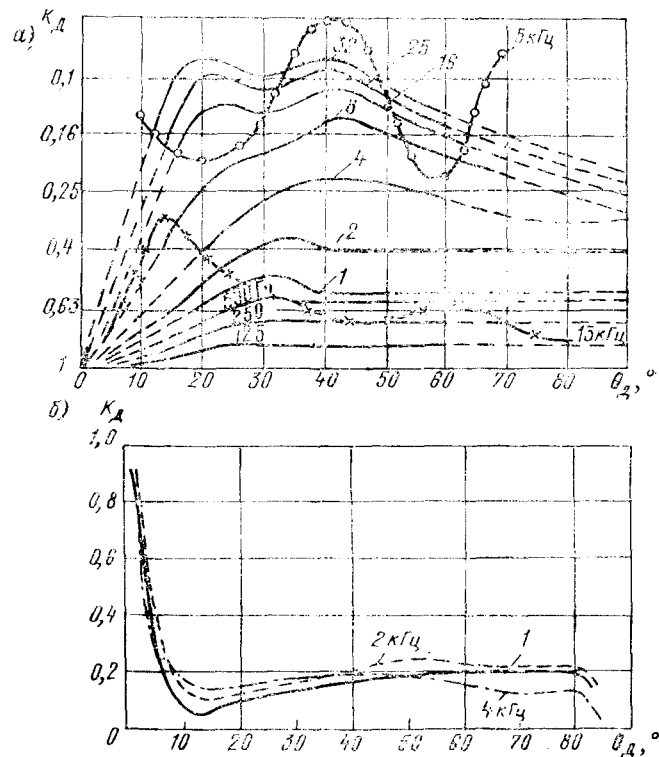


Рис. 34. Частотно-угловые зависимости коэффициента отражения звука дном K_d в глубоком море: а — выровненное дно с плотным грунтом (данные Марша, сплошные кривые, переходящие в пунктир для приближенных значений); сильно изрезанное дно (данные Волового и Житковского, кривая с кружочками), слабо изрезанное дно (данные Урика, кривая с крестиками); б — выровненное дно с жидким грунтом (данные Виокура)

циент K_d с увеличением угла θ_d быстро уменьшается и в диапазоне $\theta_d = 8 \div 10^\circ$ достигает минимального значения. Такая различная закономерность изменения угловых зависимостей $K_d \theta_d$ коэффициента отражения звука дном подтверждается экспериментальными данными в районах, где $c_r > c$ и $c_r < c$ (рис. 34) и дно является достаточно гладким. Результаты расчетов и экспериментов свидетельствуют о приемлемой надежности модели, предназна-

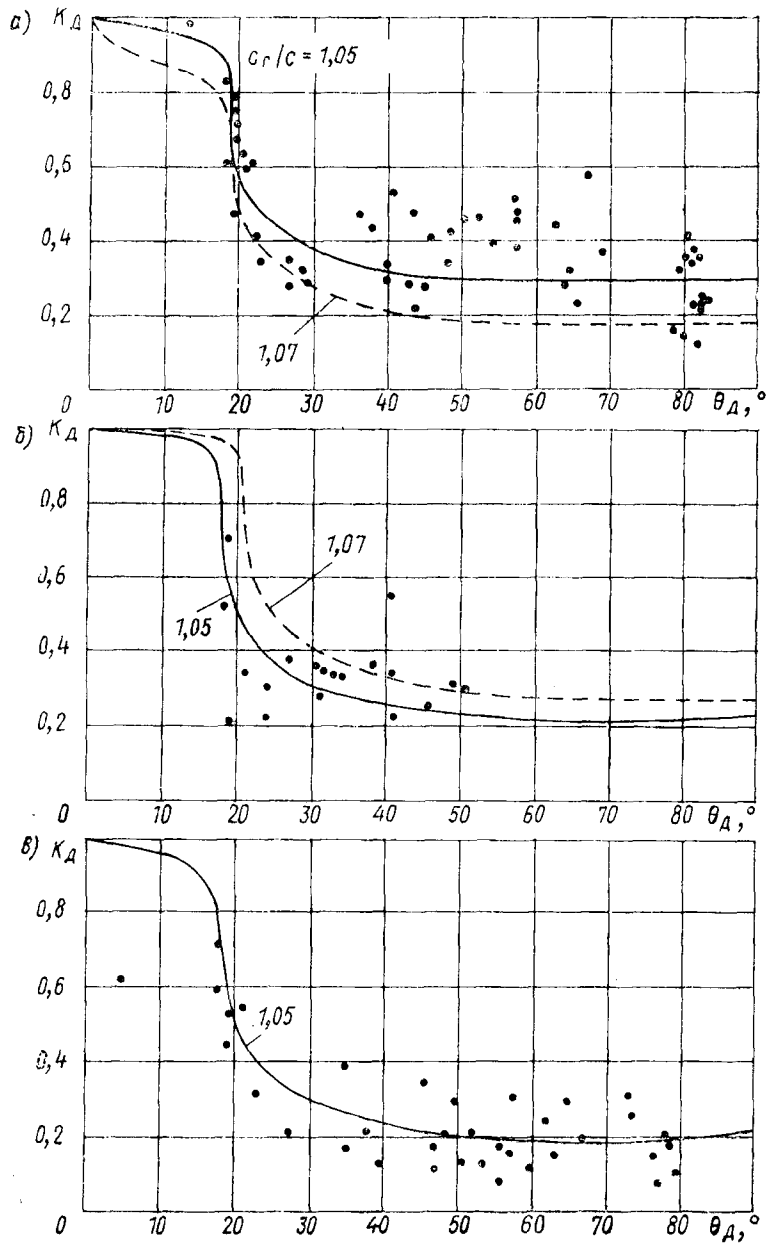


Рис. 35. Угловые зависимости коэффициентов отражения звука дном K_d в мелком море на частоте 1 кГц: а — глинистый ил, глубина 230 м; б — песок, глубина 185 м; в — ил, глубина 1100 м

ной для теоретического описания указанных закономерностей. Однако для выполнения практических расчетов, как видно из формулы (15), необходимо также знать величины ρ и ρ_r , c и c_r .

Из сравнения графиков, приведенных на рис. 33 и 34 для различных соотношений c_r/c , наглядно видна важность выполнения

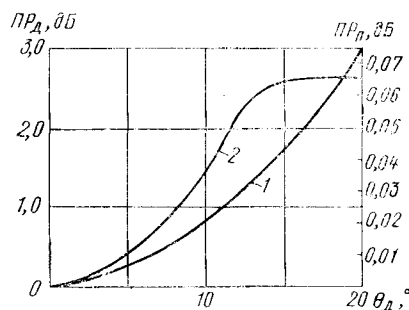


Рис. 36. Потери энергии сигнала ($f = 300$ Гц) при отражении от поверхности PP_p (1) и дна PP_d (2) в зависимости от угла скольжения луча. Затухание 1-й моды 0,19 дБ/км; 43-й — 20,3 дБ/км

измерений скорости звука у дна и в верхнем слое грунта. В глубоководных районах океана имеются участки, где скорость звука в верхнем слое осадков меньше, чем в воде, и коэффициент отражения с увеличением угла скольжения быстро уменьшается.

В мелководных районах, где преобладают твердые осадки с крупнозернистым грунтом, скорость звука в верхнем слое может оказаться на 3—10 % больше, чем в воде, а коэффициент отражения будет оставаться близким к единице вплоть до $\theta_d \approx 10 \div 20^\circ$

(рис. 35). Это обстоятельство очень важно учитывать при расчете ожидаемых значений уровней гидроакустических сигналов, распространяющихся в мелком море. Информация об угловых зависимостях потерь энергии сигнала при отражении для более низких частот содержится в работах [2, 32] и на рис. 36.

По материалам работ [2, 3, 6, 14, 27, 32, 59] составлена табл. 20, которая дает представление о диапазонах изменчивости величины K_d в районах океана с сильно изрезанным и выровненным дном. Максимальная погрешность измерения до частот порядка 24 кГц составляет 3—6 дБ [2, 52].

Все эти данные и графики, представленные на рис. 33—36, свидетельствуют о том, что в районах с выровненным дном слабо обнаруживаются угловые зависимости коэффициента на низких частотах (менее 1—2 кГц) и его частотная зависимость при малых углах скольжения. Однако последняя при $\theta_d < 5 \div 10^\circ$ исследована еще недостаточно. Вообще для районов с сильно изрезанным дном как угловые, так и частотные характеристики (см. рис. 34 и табл. 20) обнаруживают значительный разброс значений коэффициента отражения в большей части практически важного диапазона углов скольжения и частот. Это затрудняет проведение расчетов без постановки специальных экспериментов.

Анализ данных распространения гидроакустических сигналов и оценка ожидаемой дальности действия ГАС [6, 32, 60] позволяет сделать вывод, что основными факторами, характеризующими морское дно в акустическом отношении (рассеивающие и отражающие

Таблица 20
Отражение звука дном океана

f, кГц	Коэффициент отражения при угле скольжения $\theta_d, ^\circ$							
	5	10	20	30	40	50	60	70
<i>Сильно изрезанное дно</i>								
1	0,17— 0,32	0,15— 0,39	0,12— 0,20	0,10— 0,25	—	0,08— 0,35	—	0,05— 0,22
2	0,12— 0,25	—	0,12— 0,25	0,05— 0,15	—	0,11— 0,30	0,10— 0,21	—
3	—	0,04— 0,15	—	0,06— 0,18	0,02— 0,08	—	0,09— 0,32	0,03— 0,12
5	—	0,07— 0,18	0,09— 0,27	0,08— 0,28	0,03— 0,05	0,06— 0,23	—	0,04— 0,11
<i>Выровненное дно</i>								
1	0,76— 1,0	0,42— 0,60	0,23— 0,32	0,35— 0,40	0,30— 0,40	—	0,50— 0,60	0,28— 0,36
2	0,58— 1,0	0,38— 0,50	0,40— 0,50	0,45— 0,50	0,55— 0,58	—	0,28— 0,38	0,65— 0,75
3	0,85— 1,0	0,35— 0,55	0,55— 0,70	0,25— 0,40	0,30— 0,45	0,25— 0,32	0,30— 0,50	0,40— 0,55
5	0,85— 1,0	0,30— 0,42	0,25— 0,30	0,30— 0,40	0,25— 0,35	0,25— 0,35	0,17— 0,30	0,20— 0,30

свойства), являются рассматриваемые угловые и частотные зависимости коэффициентов поглощения, отражения и рассеяния звука.

Абсолютные значения этих показателей зависят от физико-механических свойств осадков, генеральных форм рельефа и неровностей грунта, а также от параметров сигналов (частоты и вида излучения). Определенное влияние оказывают особенности расположения излучателей и приемников по отношению друг к другу и относительно дна, так как от этого зависят значения углов выхода лучей из источника и углов скольжения.

Для выбора коэффициента обратного рассеяния звука дном при расчете ожидаемых уровней донной реверберации необходимо пользоваться результатами экспериментов. Степень точности вычисления ожидаемых значений угловых и частотных характеристик коэффициента отражения зависит от точности определения плотности грунта и, главным образом, значений скорости звука как в придонном слое воды, так и в верхнем слое осадков, непосредственно в районе плавания судна.

В работах [37, 38, 60] отмечается, что рабочий диапазон частот некоторых ГАС (в том числе и размещаемых на дне) составляет менее 100—200 Гц. Проводятся широкие исследования условий распространения звука в океане на частотах в единицы в десятки герц [32, 63]. Такие сигналы большую часть пути проходят в осадках и коренных породах, захватывая слои толщиной более 10 км. Сведения о гидроакустических характеристиках данных слоев при-

водятся в литературе крайне редко. Информацию в этой области можно почерпнуть из материалов таких периодических изданий, как «Доклады АН СССР», «Океанология», «Deep Sea Research», «Journal of Geophysical Research», «Journal of Acoustical Society of America» и др.

Данные о факторах океанической среды, влияющих на процесс распространения акустических волн (см. табл. 1), свидетельствуют о весьма значительной пространственно-временной изменчивости характеристик водных масс (см. табл. 2, 5, 7), поверхности (см. табл. 13) и дна (см. табл. 14) Мирового океана.

Большая изменчивость среды и отсутствие в должном объеме исходной информации затрудняют определение коэффициентов поглощения, отражения и рассеяния звука, необходимых для оценки ожидаемой дальности действия ГАС в заданной точке океана и в нужный момент времени. Дополнительные трудности обусловлены отсутствием качественных аналитических выражений, связывающих гидроакустические характеристики и параметры океанических полей и процессов.

Известно, что вклад каждого отдельного фактора окружающей среды в изменение уровня и фазы сигнала в зависимости от расстояния может стать решающим или сведенным к нулю только лишь за счет изменения геометрии взаимного расположения источника и приемника звука.

Глава III ГИДРОАКУСТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ

§ 9. Волновая и лучевая модели

Под моделью в физике обычно понимается уравнение (или система уравнений), которое используется для описания исследуемых процессов. Для создания модели процесса требуется глубокое изучение его физической сущности, разработка математического аппарата и проверка последнего путем натурального эксперимента.

Волновое уравнение в общем виде было получено в XIX в. посредством линеаризации уравнений гидродинамики идеальной жидкости и в современной литературе по акустике океана [3, 9, 32] представляется в такой форме:

$$\Delta p_1 - \frac{1}{c^2(h)} \frac{\partial^2 p_1}{\partial t^2} = 0, \quad (16)$$

где p_1 — звуковое давление; $c(h)$ — зависимость скорости звука от глубины; t — время.

В XX в. получил распространение спектральный метод описания волновых полей. Он позволяет исследовать сложные колебательные процессы на основе принципа суперпозиции простых гармонических волн. Основное требование, предъявляемое к такой волновой модели, состоит в том, чтобы функции, описывающие временные и пространственные изменения акустического поля, можно было представлять в виде интегралов Фурье.

В работах Л. М. Бреховских [3, 9] рассматривается модель распространения звука в океане, построенная на использовании простых гармонических волн. Акустическое поле в этом случае описывается уравнением Гельмгольца в виде

$$\Delta p_1 + K^2(h) p_1 = 0, \quad (17)$$

где $K(h) = \omega/c(h)$; ω — круговая частота.

На основе уравнений (16), (17) получены расчетные формулы, позволяющие определять характеристики распространения звука в океане при суммировании единиц, десятков и сотен нормальных волн (мод) колебаний.

Точные решения в аналитической форме по уравнениям (16), (17) допустимы лишь для строго ограниченного числа функций $c(h)$ и граничных условий [3, 9]. Эти уравнения используются для точного расчета параметров акустического поля в зонах геометрической тени, в окрестностях каустик и фокусов.

Первые практические решения уравнений (16), (17), полученные на основе волновой теории в конце 40-х годов XX в., были предназначены только для расчета акустического поля при распространении волн на низких частотах в мелководных районах морей и океанов. При этом в прямом противоречии с фактами были упрощены характеристики дна и предполагалось, что они априорно известны вплоть до слоев, залегающих на большой глубине. В практике оценки дальности действия ГАС в настоящее время более широко распространены лучевые методы. Однако для расчета условий распространения гидроакустических сигналов в диапазонах низких звуковых и инфразвуковых частот используется волновая модель [52, 63].

Так, например, в США [73] разработана программа AP-2 суммирования до 500 нормальных волн для расчета потерь при распространении гидроакустических сигналов на частоте около 100 Гц в стратифицированном океане с плоским дном. Она основана на точном решении волнового уравнения и обеспечивает более высокую точность, чем программа ФАСТ, для прогнозирования ожидаемой дальности действия ГАС лучевыми методами.

Расчет по программе ФАСТ может дать зону акустической освещенности на дистанции 75 км, тогда как при расчете по программе AP-2 такая зона не выявляется. В модели среды для программы AP-2 график ВРСЗ в воде разбивается на 26 горизонтов, а в грунте — на 10 слоев. Для слоев дна океана вводятся частотно-угловые зависимости потерь при отражении сигнала (см. рис. 36).

Для мод, фазовые скорости которых меньше минимальной скорости на графике ВРСЗ, координаты, фронта волны вычисляются с помощью ВКБ-аппроксимации [3, 9, 32].

Использование теории нормальных волн при исследовании условий распространения низкочастотных сигналов в мелком море можно показать на одном из многочисленных примеров. Расчеты проводились для частоты 50—1600 Гц, глубины моря 50—200 м, расстояния между излучателем и приемником до 50 км, углов характеристики направленности 0—20° и двух типов дна. В результате вычислений было определено, что в данном частном случае на акустическое поле в диапазоне от 60—80 до 10—20 дБ в зависимости от расстояния наибольшее влияние оказывает изменчивость поля скорости звука и сдвиговых волн со скоростями 800—900 м/с. Было установлено также, что для прогнозирования потерь распространения с точностью ± 1 дБ необходимо знать свойства дна до глубин $(0,5 \div 2) \lambda$ [59, 66].

Лучевая модель основана на гипотезе о распространении звуковой энергии в среде вдоль линий, называемых лучами. Эта гипотеза, наряду с волновыми представлениями, высказывалась некоторыми философами еще до нашей эры.

Прошло почти 150 лет после открытия в начале XVII в. закона преломления лучей на границах слоев с различными значениями скорости распространения колебаний, прежде чем специалисты стали использовать лучевые картины для описания акустических полей.

Во второй половине XIX и в начале XX в. русские физики Ф. Ф. Петрушевский, Б. Б. Голицын, В. Я. Альтберг, инженеры М. Н. Беклемишев, Р. Г. Ниренберг, Б. И. Кудревич и др. на основе использования лучевой модели имели достаточно четкое представление о причинах положительной и отрицательной рефракции звука. В их работах [5, 11, 50] рассматривались такие явления, как зоны акустической тени, звуковой канал, аномалии распространения звука и др.

Отечественные специалисты смело переносили положения лучевой теории из области атмосферной акустики в морскую среду для определения особенностей распространения звука под водой.

В 20-х годах нашего века были опубликованы уравнения и изображения траекторий акустических лучей, которые использовались в качестве рабочих моделей при оценке условий распространения гидроакустических сигналов в морской среде.

Опыт показал [3, 52, 59, 60, 63], что во многих случаях лучевые модели имеют очевидные преимущества перед волновыми, (табл. 21). Лучевая теория в отличие от волновой позволяет производить расчеты для случайных изменений ВРСЗ, т. е. учитывать влияние внутренних волн, тонкой структуры и других мелко-масштабных изменений поля скорости звука (см. § 2). Разрабатываются методы, основанные на допущении о существовании комплексных лучей [14], расширяющие возможности лучевой теории.

Предполагается, что подобный подход позволит использовать лучевую модель для оценки параметров акустического поля в зоне тени.

Таблица 21

Качественное сравнение волновой и лучевой моделей акустического поля

Достоинства	Недостатки
<i>Волновая модель</i>	
Возможность полного формального описания поля Справедливость на всех частотах	Отсутствие точных решений для произвольных зависимостей скорости звука от глубины и реальных граничных условий
Отсутствие необходимости восстанавливать или определять весь путь распространения волны от источника звука	Большое количество вычислительных операций Трудность интерпретации и зрительного восприятия результатов
<i>Лучевая модель</i>	
Независимость от вида источника звука и излучаемой частоты Простота вычисления траекторий лучей Наглядность восприятия лучевых картин и зон обнаружения объектов	Справедливость только на высоких частотах Невозможность использования в точках каустик и фокусов Необходимость вычисления всей траектории луча Наличие ложных каустик при кусочно-линейной аппроксимации графика скорости звука

Практическое применение волновых и лучевых методов при расчете характеристик акустического поля в океане и оценке ожидаемой дальности действия ГАС основывается прежде всего на использовании различных моделей среды или поля скорости звука (рис. 37), которые сводятся к выделению регулярной и случайной составляющих поля скорости звука (см. § 2) и к разбиению графиков регулярной составляющей ВРСЗ на слои с постоянными значениями градиентов.

Пример формирования подобной модели представлен на рис. 5, где дан сглаженный график ВРСЗ, характерный для многих глубоководных районов океана [52]. Представление среды в виде модели из пяти-шести слоев с постоянными значениями градиентов скорости звука получило достаточно широкое распространение при оценке ожидаемой дальности действия судовых ГАС на аналоговых вычислительных машинах [27].

В аналитическом виде ответа на вопрос о количестве участков, на которое необходимо разбивать фактическую запись ВРСЗ, пока

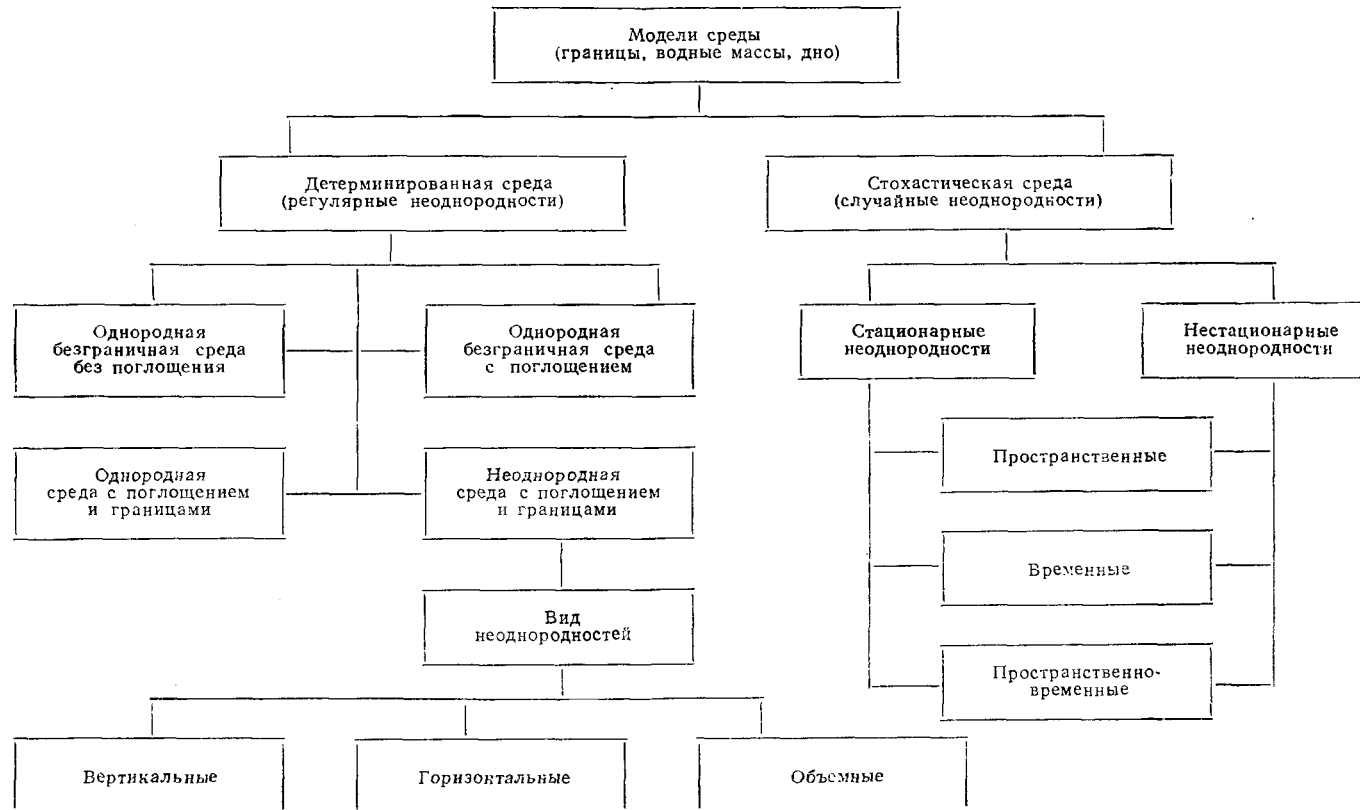


Рис. 37. Модели среды.

не получено. Делается это практически путем сравнения результатов расчета различных вариантов разбиения кривой ВРСЗ. Эталонном служат данные экспериментов в океане или материалы вычислений, когда график ВРСЗ задан в виде гладкой функции с непрерывными значениями первой и второй производных. Критерием оценки достоверности модели считается заданная точность расчета ожидаемой дальности действия ГАС [27, 32, 42, 60].

Лучевая теория обеспечивает расчеты акустического поля с учетом влияния внутренних волн, тонкой структуры и мелкомасштабной изменчивости. Из предложенных на рис. 37 моделей среды в лучевой теории чаще используются те, которые изображены в левой части рисунка, а в волновой — в правой. Порядок выполнения расчетов акустического поля в океане на основе лучевой теории изложен в последующих параграфах.

§ 10. Фактор фокусировки

Волновое уравнение записывается в виде [3]

$$c^2(h) \Delta p = \frac{\partial^2 p}{\partial t^2}, \quad (18)$$

где c — скорость распространения фронта волны (скорость звука); h — глубина моря; p — акустическое давление; t — время.

Из уравнения (18) видно, что без учета влияния границ распространение акустических колебаний в водной среде зависит от единственного параметра — скорости звука в каждой точке пространства. Сложная картина распределения значений этого параметра в реальной водной среде (морях и океанах) и некоторые пространственно-временные характеристики его изменчивости рассмотрены в гл. I и в работах [2, 7, 32, 52].

Известно, что использование уравнения (18) применительно к реальной среде с неровными границами (поверхностью и дном моря) для практических расчетов интенсивности акустических колебаний в какой-то точке пространства чрезвычайно затруднено. В связи с этим в целях количественной оценки параметров акустического поля (давления акустического сигнала) в море прибегают к лучевой (геометрической) теории, которая обеспечивает необходимую точность расчетов, если соблюдается условие $2\pi c/\lambda G \gg 1$, где λ — длина волны; c — скорость звука; G — градиент скорости звука [32].

В основе лучевой теории лежит уравнение эйконала [3, 9], основанное на предположении о том, что волновые фронты расширяются по направлению собственных нормалей:

$$\left(\frac{\partial W}{\partial r}\right)^2 + \left(\frac{\partial W}{\partial h}\right)^2 + \left(\frac{\partial W}{\partial l}\right)^2 = \mu(r, h, l), \quad (19)$$

где r, h, l — пространственные координаты; W — их действительная функция; $\mu(r, h, l) = c_0/c(r, h, l)$ — показатель преломления; c_0 —

среднее значение скорости звука или ее значение на нулевом (исходном) горизонте.

Следует отметить две основные особенности дифференциального уравнения (19), которые упрощают его решение. Во-первых, оно не содержит производных по времени и поэтому описывает распространение фронта акустической волны вне зависимости от частоты колебаний. Во-вторых, с его помощью можно построить систему обыкновенных уравнений, описывающих траекторию каждого индивидуального луча [9].

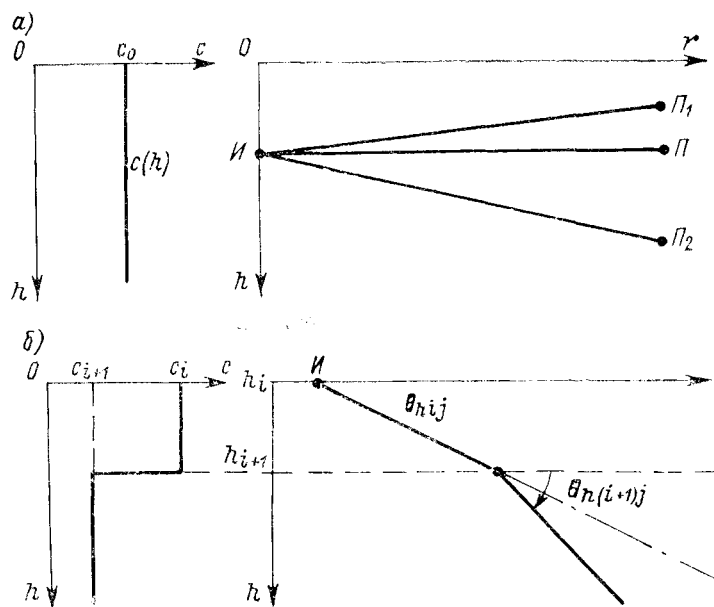


Рис. 38. Траектория акустического луча в среде: *a* — однородной; *b* — слоисто-неоднородной

Общие вопросы лучевой теории, позволяющей по сравнению с волновыми методами достаточно просто получить ряд важных сведений о распространении звука в пространстве, применительно к задачам акустики океана рассматривались рядом авторов [9, 50, 52, 58]. Наиболее точные теоретические выводы для слоистых сред получены Л. М. Бреховских [3, 9].

В соответствии с этой теорией для определения траектории акустического луча в какой-либо плоскости, например rOh , уравнение (19) можно упростить и записать в виде

$$\left(\frac{\partial W}{\partial r}\right)^2 + \left(\frac{\partial W}{\partial h}\right)^2 = \left[\frac{c_0}{c(h)}\right]^2, \quad (20)$$

считая поле скорости звука c по координате r однородным.

Это допущение многие исследователи [3, 9, 32, 59, 63] находят правомерным, основываясь на предположении, что неоднородности поля скорости звука по направлению его распространения практически несущественно влияют на точность расчета дальности действия ГАС.

Из уравнения (20) следует, что если среда является однородной не только по координате r (рис. 38, *a*), но и по координате h , т. е. $\mu(h) = c_0/c(h) = 1$, то лучи, выходящие из источника I к приемникам P, P_1, P_2 и др., будут прямолинейными.

В модели распространения гидроакустических сигналов среда представлена в виде плоскопараллельных слоев с постоянными значениями градиентов и скорости звука по координате r на каждом горизонте.

Известно, что если среда является слоисто-неоднородной по координате h (рис. 38, *б*), то применительно к задаче, решаемой на плоскости (плоской задаче), угол скольжения акустического луча на любом произвольном отрезке описывается уравнением, Снеллиуса

$$\frac{\cos \theta_{hij}}{\cos \theta_{h(i-1)j}} = \frac{c_i}{c_{i+1}} = \mu_i(h), \quad (21)$$

где i — номер слоя; j — номер луча; θ — угол скольжения.

Как видно из уравнения (21), отношение косинусов углов луча при входе в слой и на выходе из него (см. рис. 8, *б*) определяется значением показателя преломления $\mu_i(h)$.

В слое с постоянным значением градиента G , которое рассчитывают по формуле $c(h) = c_0(1 \pm G/c_0 h)$, траектория луча представляет собой дугу окружности с радиусом $R_j = c_0/G \cos \theta_j$, причем центр ее находится в точке с координатами

$$\left(r + \frac{c_0 \operatorname{tg} \theta_j}{G}\right)^2 + \left(h \pm \frac{c_0}{G}\right)^2 = \frac{c_0^2}{G^2 \cos^2 \theta_j}. \quad (22)$$

На рис. 39 представлены отрезки траекторий лучей в безграничной среде для типовых зависимостей $c(h)$, рассчитанные по приведенным выше формулам. В случае отрицательного градиента скорости звука (рис. 39, *a*) луч, вышедший из источника вверх под углом $\theta_{и \max}$, будет испытывать у поверхности или на горизонте h_i в точке $O_{п. в. о}$ полное внутреннее отражение (п. в. о.).

Точка $O_{п. в. о}$ в гидроакустике называется точкой заворота (поворота) луча. Значение угла $\theta_{и \max}$ (в градусах) приближенно можно определить по формуле

$$\theta_{и \max} \approx 2 \sqrt{c_0 - c(h_n)}, \quad (23)$$

где $c_0, c(h_n)$ — значения скорости звука соответственно на поверхности моря и на горизонте источника.

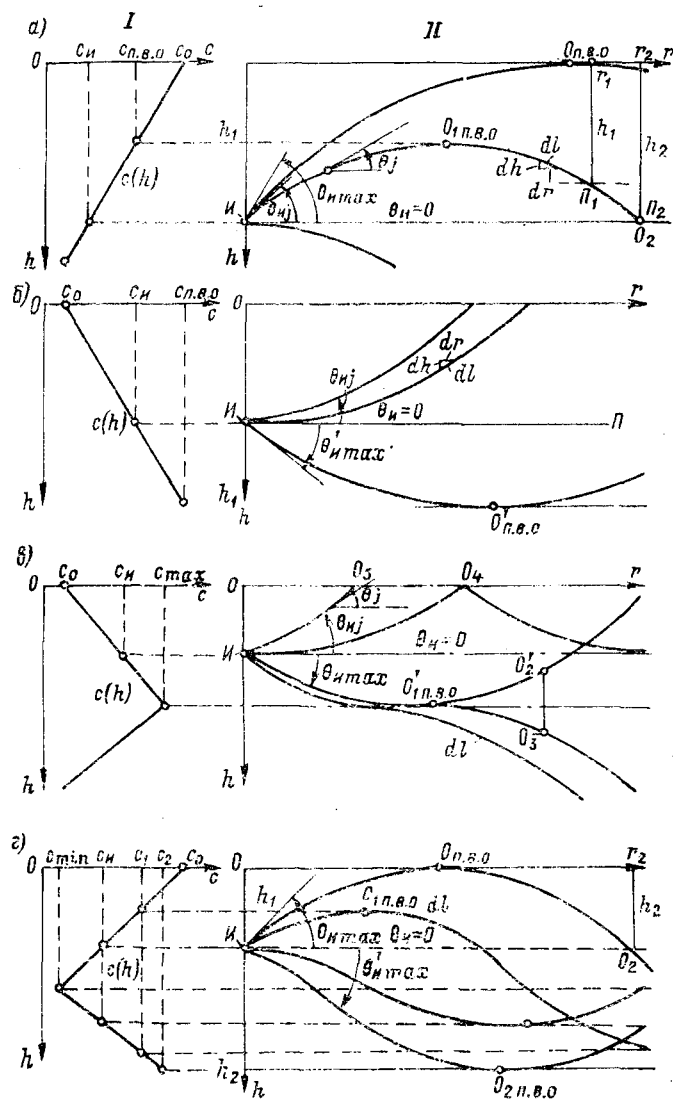


Рис. 39. Вертикальное распределение скорости звука (I) и траектории акустических лучей (II) в слоисто-неоднородной среде: а — отрицательный градиент; б — положительный градиент; в — смена положительного градиента на отрицательный (слой скачка); г — смена отрицательного градиента на положительный (гидроакустический канал)

Справа приведена траектория акустических лучей, соответствующая указанным градиентам

Аналогично для луча, испытывающего полное внутреннее отражение на некотором или заданном горизонте, значение угла выхода можно рассчитать из выражения

$$\theta_{nj}(h_{п.в.о.i}) \approx 2\sqrt{c(h_{п.в.о.}) - c(h_n)}. \quad (24)$$

При положительном градиенте скорости звука (рис. 39, б) луч, вышедший из источника вниз, будет испытывать полное внутреннее отражение на одном из горизонтов. Значение угла выхода $\theta_{nj}(h_{п.в.о.})$ для этого луча определяется по той же формуле (24). Точка $0_{п.в.о.}$ также называется точкой заворота (поворота) луча.

Любую кривую вертикального распределения скорости звука в океане (см. гл. I) можно представить в виде различного сочетания малого или большого количества слоев с постоянными значениями положительных и отрицательных градиентов, а траекторию акустического луча, следовательно, — в виде сопряжения дуг соответствующих окружностей [9]. Во многих случаях, вероятно, эту картину можно представить как сочетание слоев с положительным, нулевым и отрицательным значениями постоянных градиентов и, соответственно, траектория акустического луча составлена из сопряженных отрезков дуг и прямых линий.

В качестве примеров, наиболее характерных для условий морей и океанов, служат слои скачка скорости звука с расщеплением траекторий звуковых лучей (рис. 39, в), подводный звуковой канал (рис. 39, г). Здесь лучи остаются внутри определенного водного слоя, испытывая полное внутреннее отражение на его границах. Распространение лучей в обоих указанных случаях подробно рассмотрено в отечественной и зарубежной литературе [3, 9, 52].

Искривление траектории акустического луча в слоисто-неоднородной среде приводит к изменению сечения, или раствора, лучевой трубки (рис. 40), вдоль (или внутри) которой распространяется акустическая энергия. Отсюда вследствие рефракции акустических лучей (в отличие от однородной среды) площади поперечных сечений лучевых трубок ds_{0j} и ds_{nj} на одном и том же расстоянии r_i от источника будут различаться; при одном и том же значении мощности излучения энергии окажется различной мощностью, приходящаяся на единицу этих площадей.

Данное явление получило в гидроакустике [3, 52] название фокусировка энергии по лучу, хотя в общем случае может происходить и ее расфокусировка [9].

В количественном отношении изменение оценивают фактором фокусировки F_n , который определяется отношением интенсивно-

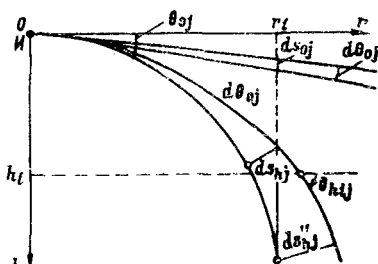


Рис. 40. Искривление лучевой трубки в слоисто-неоднородной среде

стей звука в произвольной точке траектории луча соответственно в неоднородной и однородной безграничной средах [9] на одном и том же расстоянии:

$$F_{лj} = \frac{I_n(r)}{I_o(r)} = \frac{r \cos \theta_{nj}}{\frac{\partial r}{\partial \theta_{nj}} \sin \theta_{nij}}, \quad (25)$$

где r — горизонтальное расстояние; θ_{nj} , θ_{nij} — углы выхода j -го луча соответственно из источника и из слоя h_i на горизонте i .

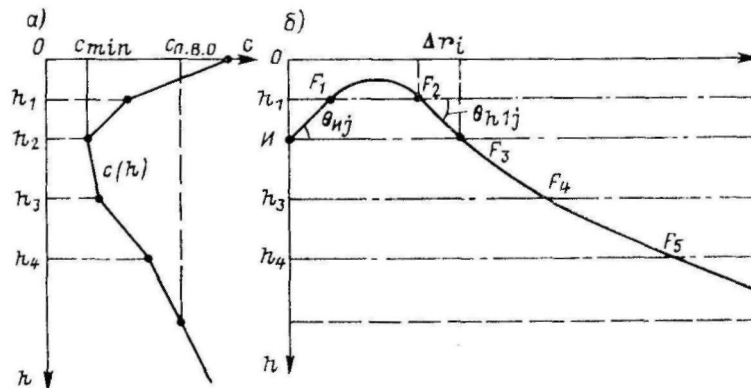


Рис. 41. К расчету фактора фокусировки по лучу в различных точках: a — кривая вертикального распределения скорости звука; b — траектория луча с точками, где производился расчет фактора фокусировки

Если вертикальное распределение скорости звука представлено в виде слоев с постоянными значениями градиентов, то с учетом малости углов скольжения расчет фактора фокусировки производится в точках пересечения лучей с границами слоев (рис. 41) при помощи упрощенного выражения

$$F_{лj} = \frac{r}{|\theta_{nj} \theta_{nij}| \sum_{i=1}^n \frac{\Delta r_i}{\theta_{h(i-1)j} \theta_{nij}}}. \quad (26)$$

Как видно из него, существуют области, в которых значение $F_{лj}$ стремится к бесконечности, например в случаях, когда знаменатель формулы (26) или, точнее, производная $\partial r / \partial \theta_{nj}$ [см. формулу (25)] стремится к нулю. Проиллюстрируем это расчетом, выполненным по формуле (25).

Вычисления производились для траектории луча, представленной на рис. 42. Результаты их приведены в табл. 22. Ниже показан порядок расчета фактора фокусировки в точках 2, 6 и 7:

$$F_{2j} = \frac{160}{10 \cdot 15 \left[\frac{100}{10 \cdot 12} + \frac{60}{12 \cdot 15} \right]} = \frac{160}{175} = 0,915;$$

$$F_{6j} = \frac{638}{10 \cdot 12 \left[\frac{100}{10 \cdot 12} + \frac{60}{12 \cdot 15} + \frac{50}{15 \cdot 20} + \frac{50}{20 \cdot 15} + \frac{90}{15 \cdot 12} + \frac{288}{12 \cdot 12} \right]} = \frac{638}{0} \rightarrow \infty;$$

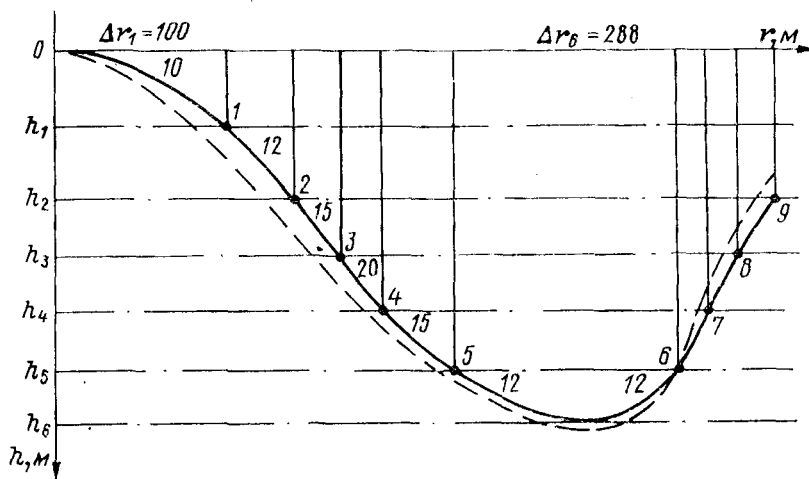


Рис. 42. Траектория луча при расчете фактора фокусировки
Пунктиром условно показана лучевая трубка. Цифры между точками — значения углов в градусах

$$F_{7j} = \frac{688}{10 \cdot 12 \left[\frac{100}{10 \cdot 12} + \frac{60}{12 \cdot 15} + \frac{50}{15 \cdot 20} + \frac{50}{20 \cdot 15} + \frac{90}{12 \cdot 15} + \frac{288}{12 \cdot 12} + \frac{50}{12 \cdot 10} \right]} = 27,5.$$

Из табл. 22 видно, что значение F_{ij} может быть либо меньше, либо больше единицы, а в некоторых точках (например, 6), оно стремится к бесконечности.

Точки, в которых производная $\partial r / \partial \theta_{ij}$ в формуле (25) обращается в нуль, называются каустическими (точками каустик). Так как в реальных условиях акустическое давление в любой точке поля не может равняться бесконечности, то расчетное значение фактора фокусировки должно выражаться конечным числом. Однако формулы (25) и (26) не обеспечивают этого условия во всех точках траектории луча, ввиду чего расчет поля в каустической

Таблица 22

Результаты расчета фактора фокусировки по лучу

Номера точек (см. рис. 42)	$\theta_{hij}, ^\circ$	$\Delta r_i, \text{ м}$	F_{Lj}	$r, \text{ м}$	Номера точек (см. рис. 42)	$\theta_{hij}, ^\circ$	$\Delta r_i, \text{ м}$	F_{Lj}	$r, \text{ м}$
0	10	—	—	0	5	12	90	1,45	350
1	12	100	1	100	6 *	12	280	$\rightarrow \infty$	638
2	15	60	0,915	100	7	10	50	27,5	688
3	20	50	0,788	210	8	8	50	8,85	738
4	15	50	1,16	260	9	6	90	5,91	828

* Каустическая точка.

точке и ее окрестностях обычно осуществляют по формуле [9]

$$F_{Lj} = 3,18r^2 [k_0 r \mu(h) \operatorname{tg} \theta_{nj} \sin \theta_{hij}]^{-1} \left| \frac{\partial^2 r}{\partial \xi_0^2} \right| V^2(0), \quad (27)$$

где $\xi_0 = k_0 \cos \theta_{nj}$; $\mu(h) = c_0/c(h)$; $V(0) = 0,62927$ — функции Эйри.

На расстояниях Δl от каустики, удовлетворяющих требованию $0,583 \Delta l^{3/2} |d_r^2 / d\xi_0^2|^{-1/2} \gg 1$, фактор фокусировки рассчитывается по формуле (26). Для его расчета на расстояниях, меньших Δl , и определения значений этого расстояния достаточно вычислить $|d_r^2 / d\xi_0^2|$ [9]. Используя соотношение $\xi_0 = k_0 \cos \theta_{nj}$, переходим к переменной ξ_0 и получаем

$$\frac{\partial^2 r}{\partial \xi_0^2} = \frac{\partial^2 r}{\partial \theta_n^2} \left(\frac{\partial \theta_n}{\partial \xi_0} \right)^2 + \frac{\partial r}{\partial \theta_n} \frac{\partial^2 \theta_n}{\partial \xi_0^2}. \quad (28)$$

В слоисто-неоднородной среде горизонтальное расстояние r , проходимое лучом, равно сумме расстояний, которые он проходит в каждом слое (см. рис. 42), поэтому

$$r = \sum_{i=1}^n \Delta r_i = c_{\text{п.в.о}} \sum_{i=1}^n \frac{\sin \theta_{hij} - \sin \theta_{h(i-1)j}}{|G_i| \cos \theta_{hi}}. \quad (29)$$

Дифференцируем дважды это выражение по θ_{hij} :

$$\begin{aligned} \frac{\partial^2 r}{\partial \theta_{nj}^2} = & \operatorname{tg}^2 \theta_{nj} \left[\sum_{i=1}^n \frac{\Delta r_i}{\sin \theta_{hij} \sin \theta_{h(i-1)j}} + \right. \\ & \left. + \sum_{i=1}^n \Delta r_i \frac{\cos^2 \theta_{h(i-1)j} \sin^2 \theta_{hij} + \sin^2 \theta_{h(i-1)j} \cos^2 \theta_{hij}}{(\sin \theta_{hij} \sin \theta_{h(i-1)j})^3} \right]. \quad (30) \end{aligned}$$

Подставляя $\partial^2 r / \partial \theta_{hij}$ в уравнение (28) и учитывая, что в каустических точках $\partial r / \partial \theta_{hij} = 0$, получаем

$$\frac{\partial^2 r}{\partial \theta_{hij}^2} = \frac{\operatorname{tg}^2 \theta_{nj}}{(k_0 \sin \theta_{nj})^2} \left[\sum_{i=1}^n \frac{\Delta r_i}{\sin \theta_{hij} \sin \theta_{h(i-1)j}} + \sum_{i=1}^n \Delta r_i \frac{\cos^2 \theta_{h(i-1)j} \sin^2 \theta_{hij} + \sin^2 \theta_{h(i-1)j} \cos^2 \theta_{hij}}{(\sin \theta_{hij} \sin \theta_{h(i-1)j})^3} \right]. \quad (31)$$

Таким образом, при выполнении требований, сформулированных в работе [9], находим формулу для расчета фактора фокусировки на каустике в виде

$$F_{\pi j} = \frac{1,26r (k_0 \cos \theta_{nj})^{1,3}}{\operatorname{tg} \theta_{nj} \operatorname{tg} \theta_{\pi j} \left[\sum_{i=1}^n \frac{\Delta r_i}{(\sin \theta_{hij} \sin \theta_{h(i-1)j})^2} + \sum_{i=1}^n \Delta r_i \frac{\cos^2 \theta_{h(i-1)j} \sin^2 \theta_{hij} + \sin^2 \theta_{h(i-1)j} \cos^2 \theta_{hij}}{(\sin \theta_{hij} \sin \theta_{h(i-1)j})^3} \right]^{2,3}}. \quad (32)$$

Условие применимости последней формулы записывается следующим образом:

$$\Delta l^{3,2} \gg \frac{1}{k_0 \cos \theta_{nj}} \left[\sum_{i=1}^n \frac{\Delta r_i}{(\sin \theta_{hij} \sin \theta_{h(i-1)j})^2} + \sum_{i=1}^n \Delta r_i \frac{\cos^2 \theta_{h(i-1)j} \sin^2 \theta_{hij} + \sin^2 \theta_{h(i-1)j} \cos^2 \theta_{hij}}{(\sin \theta_{hij} \sin \theta_{h(i-1)j})^3} \right]^{1,2}. \quad (33)$$

На основании соотношения (33) формулу (32) можно использовать в области, достаточно удаленной от точек заворота лучей.

Известно, что представление реальной среды океана в виде слоев с постоянными значениями градиентов (кусочно-линейная аппроксимация), на котором основан расчет фактора фокусировки по формуле (26), приводит в некоторых случаях к появлению ложных каустик и к пропуску реальных.

По указанным в настоящем параграфе соотношениям можно определить значение фактора фокусировки в любой точке траектории луча при кусочно-линейной или гладкой аппроксимации реальной кривой вертикального распределения скорости звука.

При решении некоторых задач гидроакустики [27, 52], преимущественно исследовательского характера, реальную кривую вер-

тикального распределения скорости звука аппроксимируют гладкой кривой с непрерывными значениями первой, второй и даже третьей [68, 73] производных. Однако в этом случае при определении фактора фокусировки приходится сталкиваться с другими трудностями.

В работе [14] описан метод расчета фактора фокусировки при вертикальном распределении скорости звука (ВРСЗ) с непрерывной второй производной. Величину $F_{лj}$ предложено вычислять одновременно с интегрированием дифференциальных уравнений луча.

Особых точек, которые, как известно, являются главным препятствием непрерывного расчета значений фактора фокусировки, можно избежать следующим образом. До точки поворота луча и после нее нужно использовать формулу

$$F_{лj} = \frac{r \cos \theta_{nj}}{\sin \theta_{nj} \sin \theta_{nij} \int_{r_0}^r \sin^{-2} \theta_{nij} dr}, \quad r \neq r_0. \quad (34)$$

В районе точки поворота применяется формула

$$F_{лj} = \frac{r \cos \theta_{nj}}{\sin \theta_{nj} \left\{ \frac{c(h)}{c'(h)} \cos \theta_{nij} - \sin \theta_{nij} \operatorname{ctg} \theta_{nij} \frac{c(h_n)}{c'(h_n)} - \sin \theta_{nij} \times \right.} \quad (35)$$

$$\left. \times \int_{r_0}^r \frac{[c'(h)]^2 - c(h) c''(h)}{[c'(h)]^2} dr \right\}}$$

Однако она непригодна при $c'(h) = 0$ и в этих случаях расчет величины $F_{лj}$ нужно производить по формуле (34).

Таким образом, непрерывность выполнения расчетов фактора фокусировки в любой точке луча можно обеспечить, если в зависимости от характера кривой ВРСЗ и траектории луча в районах особых точек автоматически переходить от формулы (34) к формуле (35) и обратно.

Необходимо отметить, что предложенный прием обхода точки заворота луча и значений глубины, где производная скорости звука равна нулю, не является единственным; существуют и другие способы расчета [3, 9, 73].

Пример непрерывных значений фактора фокусировки при непрерывной (гладкой) кривой ВРСЗ приведен на рис. 43. Из рисунка видно, что на расстояниях порядка 700—800 м каждый луч имеет каустическую точку с конечным значением $F_{лj}$.

Множество каустических точек, подобных точке б на рис. 42, образуют каустическую линию, или каустику. Некоторые авторы рассматривают и каустические поверхности [3, 9, 32]. Области каустик достаточно просто обнаружить на лучевых диаграммах (аналогичных представленным на рис. 39) при увеличенной плотности лучей, проведенных, например, через 1 или $0,5^\circ$. По этим

диаграммам можно приближенно оценить области с увеличенной интенсивностью сигнала.

Время, необходимое для пробега акустической волной расстояния dl , равно

$$dt = dl/c(h) = |dh/c(h) \sin \theta_n. \quad (36)$$

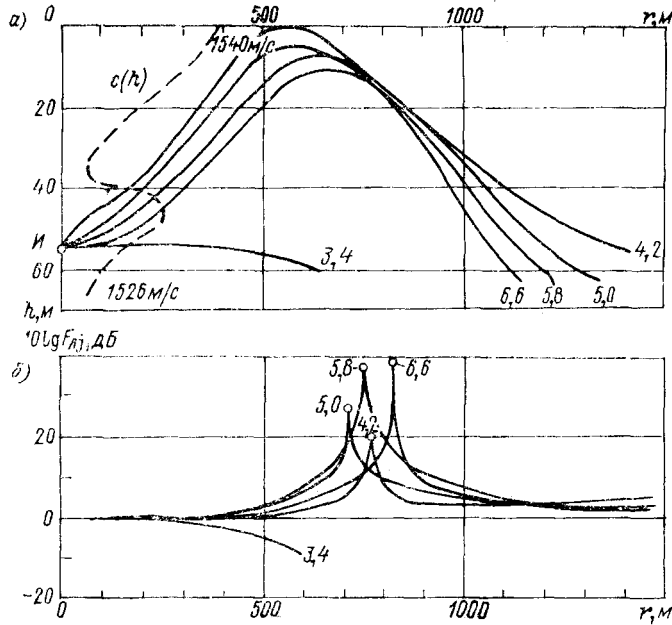


Рис. 43. Пример расчета акустического поля на малых расстояниях от источника: а — вертикальное распределение скорости звука $c(h)$ и траектории лучей; б — непрерывные значения факторов фокусировки при различных углах выхода луча из источника

С учетом уравнения Снеллиуса получаем полное время пробега из выражения

$$t = \frac{1}{c_n} \left| \int_{h_1}^h \frac{\mu^2(h) dh}{\sqrt{\mu^2(h) - \cos^2 \theta_n}} \right|, \quad (37)$$

где c_n — скорость звука на горизонте источника (см. рис. 39).

После выполнения необходимых преобразований выражения (37) с использованием значения $\cos^2 \theta_n$ получаем упрощенную расчетную формулу

$$t = \frac{r}{c_n} \cos \theta_n + \frac{1}{c_n} \left| \int_{h_n}^h \sqrt{\mu^2(h) - \cos^2 \theta_n} dh \right|. \quad (38)$$

Фаза акустической волны на расстоянии r от источника с учетом формулы (37) может быть определена из уравнения

$$\varphi = \omega t = K_n r \cos \theta_n + K_n \left| \int_{h_n}^h \sqrt{\mu^2(h) - \cos^2 \theta_n} dh \right|, \quad (39)$$

где $K_n = \omega/c_n$.

Первый член в уравнении (39) определяет набег фазы по горизонтали, а второй — по вертикали. Если между излучателем I и приемником $П$ луч имеет точку заворота $\theta_{п.в.о}$ (см. рис. 39) на горизонте h_1 , то следует использовать формулу

$$\begin{aligned} \varphi_1 = K_n r \cos \theta_n + K_n \left| \int_{h_n}^{h_1} \sqrt{\mu^2(h) - \cos^2 \theta_n} dh \right| + \\ + K_n \left| \int_{h_1}^h \sqrt{\mu^2(h) - \cos^2 \theta_n} dh \right|. \end{aligned} \quad (40)$$

Положения лучевой модели используются далее при объяснении или описании основных особенностей распространения звука в океане.

§ 11. Аномалия распространения

Фокусировка и дефокусировка акустической энергии в лучевой трубке, рассмотренные в предыдущем параграфе, относились к модели безграничной неоднородной среды. В большинстве же практических случаев либо все лучи, выходящие из источника, либо часть их будут отражаться от поверхности и дна моря.

Из теории распространения акустических колебаний в неоднородных граничных средах [9, 32] известно, что в общем случае луч, распространяющийся от источника к приемнику, может испытать n отражений от поверхности и m отражений от дна. Будем полагать, что рассеяние вдоль луча дает небольшие потери энергии по сравнению с потерями при зеркальном отражении, и поэтому в дальнейшем принимать во внимание только последние.

Формулы (21) и (22) из работы [27] с учетом выражений (25) — (35) можно переписать применительно к j -му лучу следующим образом:

— для средств связи, телеметрии и шумопеленгования

$$I_j^n = \frac{I_n F_{лj} \cdot 10^{-0,1\beta r}}{r^2} K_n^n K_d^m, \quad (41)$$

где β — коэффициент пространственного затухания; K_n и K_d — коэффициенты отражения по интенсивности соответственно от поверхности и дна;

— для активных средств (телеуправление, ретрансляция)

$$I_j^a = \frac{I_n F_{лж}^2 \cdot 10^{-0,2\beta r}}{r^4} K_n^{2n} K_d^{2m} K_{об}, \quad (42)$$

где $K_{об}$ — коэффициент отражения от объекта.

Количество отражений луча от поверхности и дна зависит от характера кривой ВРСЗ, глубины моря, расстояния r , глубины погружения источника и приемника, рельефа дна и значения угла выхода луча из источника.

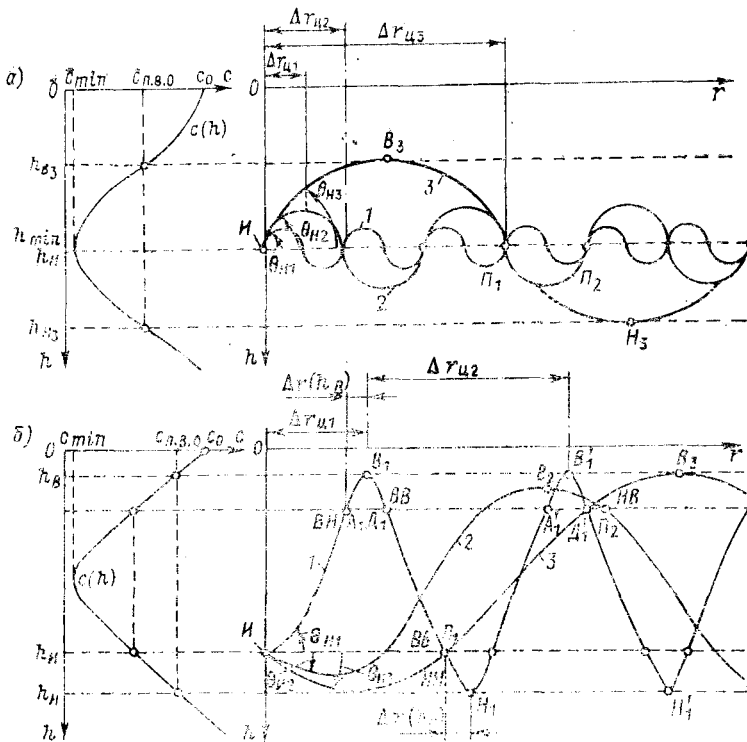


Рис. 44. Траектории акустических лучей в подводном звуковом канале при различных положениях источника: *a* — на оси; *б* — ниже оси

Рассмотрим типичные случаи взаимного расположения источника и приемника сигналов относительно границ среды и слоев с различными значениями градиента скорости звука.

Подводный звуковой канал (ПЗК) определяет особенности распространения акустических лучей без отражения от поверхности и дна моря. Это явление проиллюстрировано на рис. 44, когда источник I находится на горизонте минимума скорости звука (рис. 44, *a*) либо глубина его погружения такова (рис. 44, *б*), что

все лучи, выходящие под углом меньше $\theta_{и\text{ max}}$, испытывают полное внутреннее отражение в верхних B и нижних H точках траекторий лучей.

Расстояние между такими соседними ($B_1—B'_1$; $H_1—H'_1$) точками или между точками, где луч пересекает горизонт источника (симметричный канал с источником на оси), называется длиной цикла $\Delta r_{цj}$, иногда — длиной полного цикла.

Формула для расчета цикла луча $\Delta r_{цj}$, выходящего из источника под углом $\theta_{иj}$, имеет вид [3, 9, 32]

$$\Delta r_{цj} = 2 \cos \theta_{иj} \int_{h_{Hj}}^{h_{Bj}} \frac{dh}{\sqrt{\mu^2(h) - \cos^2 \theta_{иj}}} . \quad (43)$$

Как видно из этой формулы и рис. 44, количество заворотов луча в точках B и H на произвольном расстоянии r от источника будет разным в зависимости от характера кривой ВРСЗ, $c(h)$ и угла выхода луча $\theta_{иj}$. Количество циклов $N_{ц}(r)$ луча в ПЗК на заданном расстоянии определяется по формуле

$$N_{ц}(r) = \frac{r}{\Delta r_{цj}} . \quad (44)$$

Целые значения числа $N_{ц}(r)$, очевидно, будут только на расстояниях, кратных длинам циклов $\Delta r_{цj}$. В остальных случаях получится остаток $\Delta r_{нj}$ (см. рис. 44, б), величина которого рассчитывается из выражения

$$\Delta r_{нj} = \cos \theta_{иj} \int_h^{n_j} \frac{dh}{\sqrt{\mu^2(h) - \cos^2 \theta_{иj}}} . \quad (45)$$

Из рассмотрения рис. 44 нетрудно убедиться, что порядок суммирования отрезков $\Delta r_{нj}$ зависит от того, в каком направлении (вверх или вниз) вышел из источника j -й луч и под каким углом (сверху или снизу) он пришел к приемнику.

Существуют общепринятые варианты разделения лучей на группы [3, 9, 32, 52], которые учитываются при определении траекторий акустических лучей и выполнении расчетов дальности действия ГАС:

— BB — луч выходит из источника вверх и приходит к приемнику сверху (луч 1, точки D_1, D'_1);

— BH — луч выходит из источника вверх и приходит к приемнику снизу (луч 1, точки A_1, A'_1);

— HV — луч выходит из источника вниз и приходит к приемнику сверху (луч 2, точка P_2);

— HH — луч выходит из источника вниз и приходит к приемнику снизу (луч 3, точки P_1, D'_1).

В формировании длины цикла (см. рис. 44) участвует также отрезок $\Delta r(h)$. Формула для его определения приводится ниже.

Число циклов на произвольном расстоянии r можно найти из следующих соотношений:

$$N_{\text{ц}}(BB) = \frac{r_{BB} - \Delta r_{\text{н}} + \Delta r(h)}{\Delta r_{\text{ц}}}; \quad (46)$$

$$N_{\text{ц}}(BH) = \frac{r_{BH} - \Delta r_{\text{н}} - \Delta r(h)}{\Delta r_{\text{ц}}}; \quad (47)$$

$$N_{\text{ц}}(HB) = \left[\frac{r_{HB} + \Delta r_{\text{н}} - \Delta r(h)}{\Delta r_{\text{ц}}} \right] - 1; \quad (48)$$

$$N_{\text{ц}}(HH) = \left[\frac{r_{HH} + \Delta r_{\text{н}} + \Delta r(h)}{\Delta r_{\text{ц}}} \right] - 1. \quad (49)$$

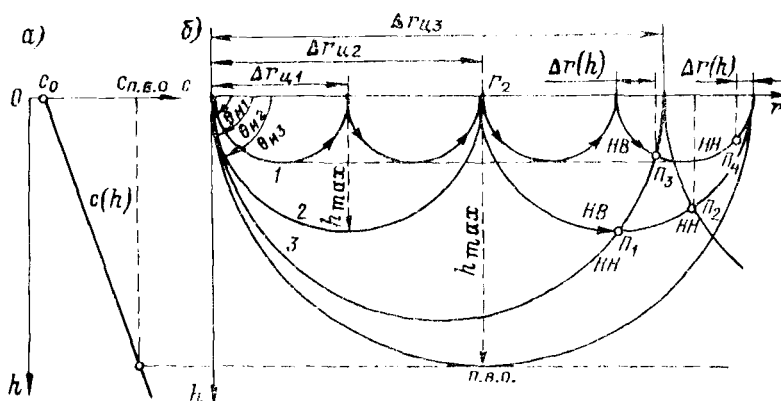


Рис. 45. Траектории лучей при положительном градиенте скорости звука (приповерхностный канал): а — распределение скорости звука; б — лучи, выходящие из источника у поверхности моря

Лучи, распространяющиеся внутри водного слоя и не достигающие поверхности и дна, принято называть водными или лучами группы I. Так как при полном внутреннем отражении коэффициент отражения полагается равным единице, то для этой группы лучей формулы (41) и (42) можно переписать в следующем виде:

— для средств связи, телеметрии и шумопеленгования

$$I_j^{\text{п}}(r) = \frac{I_{\text{н}} F_{\text{л}j} \cdot 10^{-0,1\beta r}}{r^2}; \quad (50)$$

— для активных средств (телеуправление, ретрансляция)

$$I_j^{\text{а}}(r) = \frac{I_{\text{н}} F_{\text{л}j} \cdot 10^{-0,2\beta r}}{r^4} K_{\text{об}}. \quad (51)$$

Приповерхностный канал образуется в результате отражения акустических лучей от поверхности моря. Для постоянного положительного градиента скорости звука в приповерхностном слое моря (рис. 45, а), используя формулу Снеллиуса [32], можно записать

$$\Delta r_j(h) = \int_0^h \frac{dh}{\operatorname{tg} \theta_{nj}}; \quad (52)$$

$$\Delta r_{nj} = 2 \cos \theta_{nj} \int_0^{h_{\max}} \frac{dh}{\mu^2(h) \cos^2 \theta_{nj}}. \quad (53)$$

Для точек Π_1 и Π_3 (рис. 45, б) получаем выражение, аналогичное формулам (46) — (49):

$$N_{\pi}(HB) = \frac{r_{HB} - \Delta r(h)}{\Delta r_{\pi}}, \quad (54)$$

а для точек Π_2 и Π_4

$$N_{\pi}(HH) = \left[\frac{r_{HH} + \Delta r(h)}{\Delta r_{\pi}} \right] - 1. \quad (55)$$

В качестве примера практического использования формулы (50) преобразуем ее применительно к лучу 2. Этот луч, выйдя под углом θ_{n2} , придет в точку Π_1 после однократного отражения от поверхности с тем же значением угла θ_{n2} . Тогда, учитывая выражение (26), можно получить

$$I_2 = \frac{I_n \cdot 10^{-0,1\beta r_1}}{r_1^2} K_{\pi}. \quad (56)$$

В точку Π_3 приходят два луча: луч группы I (3) водный, не испытавший отражения от поверхности, и луч группы II (1), трижды отраженный от нее, интенсивность которого равна

$$I_2 = \frac{I_n \cos^2 \theta_{n3} \cdot 10^{-0,1\beta r_3}}{r_3^2} K_{\pi}^3. \quad (57)$$

Как видно из сравнения формул (50), (55) и (56), концентрация звуковой энергии в приповерхностном канале меньше, чем в ПЗК. Это объясняется потерями за счет отражений лучей. И в подводном звуковом, и в приповерхностном каналах дальность действия ГАС в определенных условиях может быть больше, чем в однородной среде [6, 32, 52].

Понятие «дальние зоны акустической освещенности» (ДЗАО) [5, 11, 50] появилось давно, а начали изучать их сравнительно недавно [41], поэтому в специальной литературе можно встретить различные терминологические варианты [3, 32, 52, 60]. Физиче-

ская природа рассматриваемого уникального акустического явления в океане объяснена и исследована многими отечественными и зарубежными специалистами.

На рис. 46 в качественном виде показана типизированная лучевая картина таких зон для источника, находящегося у поверх-

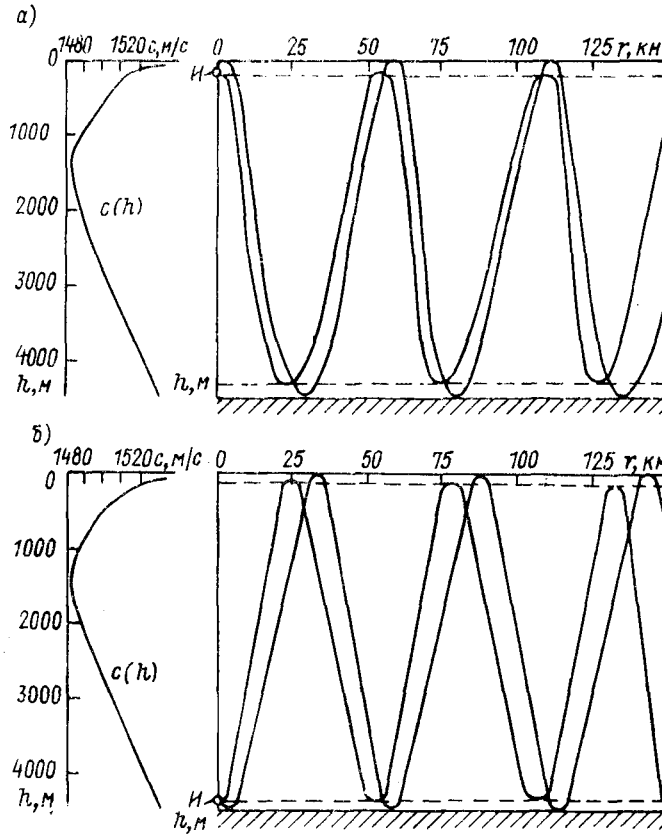


Рис. 46. Качественно дальних зон акустической освещенности при различной глубине источника: а — у поверхности; б — у дна

ности и у дна моря. Следует отметить, что для реальных, часто встречающихся кривых ВРСЗ в океане оценить величину циклов и их количество с помощью простых выражений невозможно. Порядок выполнения расчетов траекторий акустических лучей в глубоком океане изложен в гл. V.

Сравнив лучевые картины и кривые ВРСЗ на рис. 44 и 46, можно еще раз убедиться в том, что вертикальная структура с переменной положительного градиента на отрицательный является достаточ-

ным условием для существования явления дальних зон. Для его использования необходимо знание определенных глубин погружения излучателя и приемника сигналов, при которых возникают ДЗАО.

На рис. 47 приведены кривые ВРСЗ в океане для двух принципиально различных случаев: когда скорость звука у дна c_d меньше

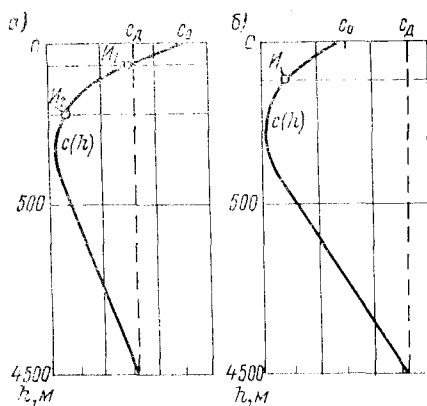


Рис. 47. Осредненные кривые вертикального распределения скорости звука в глубоководных районах океана: а — $c_0 > c_d$; б — $c_0 < c_d$

(рис. 47, а) и больше (рис. 47, б), чем у поверхности. Траектории акустических лучей для этих кривых, построенные при трех значениях глубины погружения источника, представлены на рис. 48—50. Траектории лучей на рис. 48 соответствуют кривой ВРСЗ на рис. 47, а и глубине погружения источника I_1 . Как видно из рис. 48, в точку приема $П_1$ могут прийти луч группы $I_{НВ}$ и лучи, испытавшие отражение от дна, называемые донными лучами или лучами группы III . Точка K — область каустики.

Кроме того, на рис. 48 показаны лучи группы IV , испытывающие отражения и от поверхности, и от дна моря. На рис. 49 в точку приема $П$ приходит вышедший из источника I_2 (см. рис. 47) луч $I_{НВ}$ после однократного отражения от дна и поверхности моря,

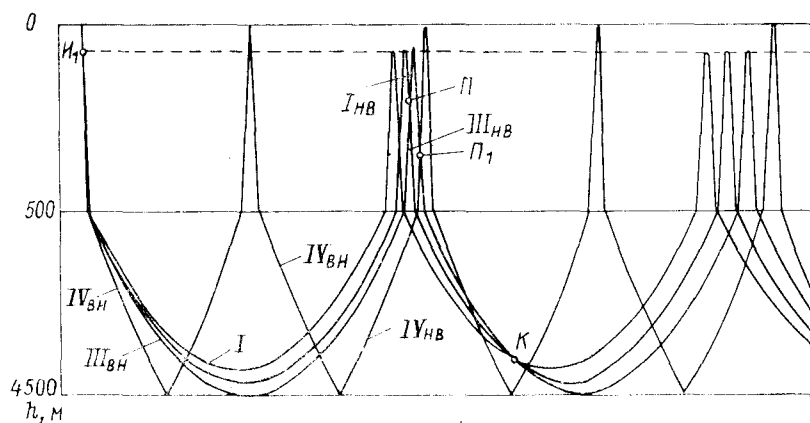


Рис. 48. Траектории акустических лучей для кривой скорости звука, представленной на рис. 47, а
Источник звука у поверхности моря

а также луч I_{BII} , испытавший дважды полное внутреннее отражение в водном слое.

На рис. 50 приведены траектории лучей групп I , II и IV , соответствующих кривой ВРСЗ на рис. 47, б и глубине погружения источника H . Важно отметить, что в точку приема не могут одно-

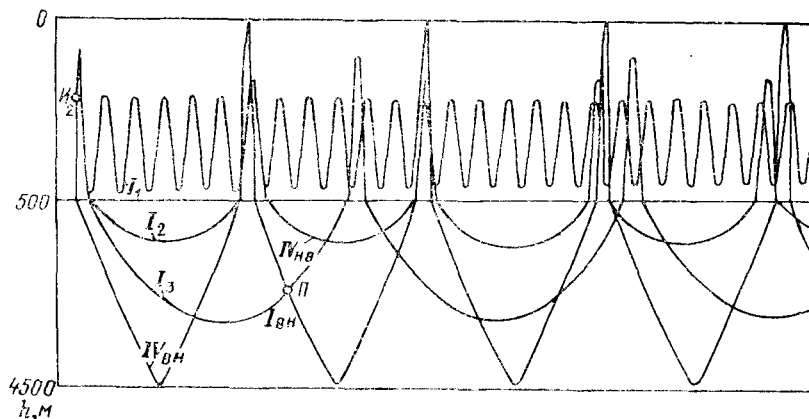


Рис. 49. Траектории акустических лучей для кривой скорости звука, представленной на рис. 47, а

Источник звука выше горизонта минимума скорости звука

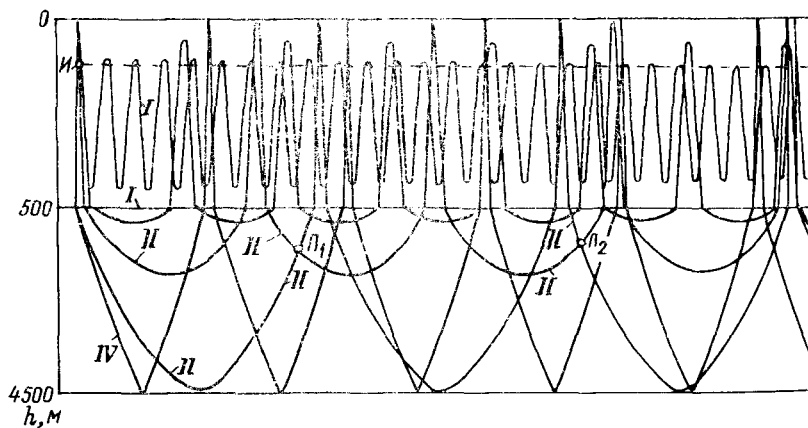


Рис. 50. Траектории акустических лучей для кривой скорости звука, представленной на рис. 47, б

временно приходят лучи групп II и III . По этой причине акустическое поле в дальних зонах формируется за счет лучей групп I , II и IV .

Интенсивность луча группы III определяется по формуле

$$I_j = \frac{I_0 F_{лj} \cdot 10^{-0,1\beta r}}{r^2} K_{д}^m \quad (58)$$

В результате теоретических и экспериментальных исследований [3, 9, 32, 52] установлено, что для донной (III) группы лучей принципиально важным параметром является отношение скорости звука у поверхности моря c_0 к скорости звука у дна c_d .

На рис. 51 и 52 показаны полученные И. Б. Андреевой [6] зависимости числа донных отражений от расстояния r и значения фактора фокусировки $F_{лj}$ по лучу. Как видно, при $c_0/c_d > 1$ значение $F_{лj}$ на некоторых дистанциях стремится к бесконечности вплоть до пятого отражения от дна и с расстоянием меняется очень резко, тогда как при $c_0/c_d < 1$ оно невелико и с увеличением числа отражений претерпевает незначительные изменения.

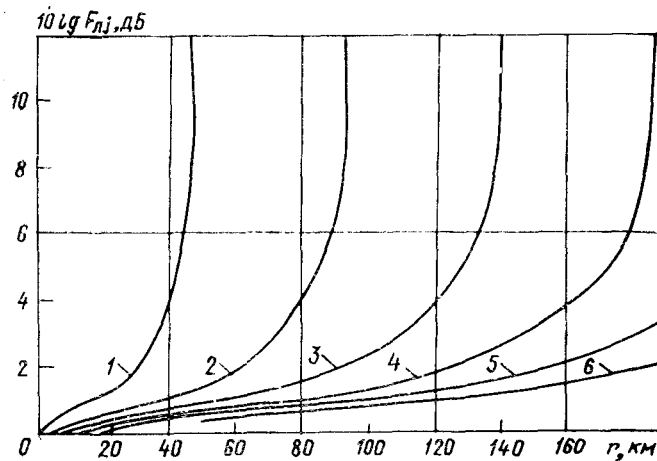


Рис. 51. Фактор фокусировки для донных лучей, представленных на рис. 47, а 48, 49
1—6 — количество отражений

Из изложенного следует, что фактор фокусировки позволяет оценить изменения интенсивности сигнала с расстоянием в слоисто-неоднородной среде только для водной (I) группы лучей. Для лучей остальных групп, испытывающих отражения от границ среды, целесообразно ввести понятие фактора аномалии по лучу F_a .

Траектории лучей на рис. 48—50 и кривые на рис. 51 и 52 достаточно наглядно свидетельствуют о полезности учета этого фактора, характеризующего как фокусировку (дефокусировку) энергии вдоль лучевой трубки, так и потери ее при отражении от границ среды.

Фактор аномалии по лучу F_a определяет отношение интенсивности акустических колебаний в произвольной точке траектории луча, распространяющегося в неоднородной среде с отражающими границами, к интенсивности в однородной безграничной среде на

том же расстоянии от источника:

$$F_{aj} = \frac{I_n}{I_0} \frac{r \cos \theta_{nj}}{\frac{\partial r}{\partial \theta_{nj}} \sin \theta_{nj}} K_n^n K_d^m. \quad (59)$$

С учетом формулы (25) выражение (59) можно записать в виде

$$F_a = F_n K_n^n K_d^m. \quad (60)$$

Если же в формировании акустического поля в точке приема участвует только донная группа лучей, то формула (60) упрощается.

$$F_a = F_n K_d^m. \quad (61)$$

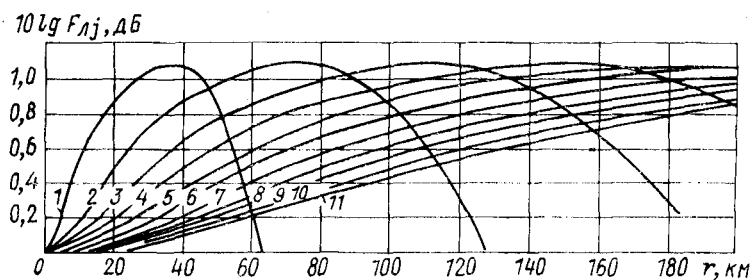


Рис. 52. Фактор фокусировки для донных лучей, представленных на рис. 47, б, 51
1—11 — количество отражений

Из приведенных в настоящей главе соотношений ясно, что в зависимости от условий работы ГАС в точку приема могут приходиться как водные лучи, отраженные от поверхности и дна, так и лучи, испытавшие многократные отражения от границ среды. Деление лучей на группы вызвано различным характером потерь при распространении энергии по этим лучам и разным числом отражений сигнала, приходящего к приемнику.

Принадлежность акустического луча к какой-то определенной группе и направление, под которым он приходит к приемнику и границе раздела, а также значения факторов фокусировки и аномалии зависят от угла выхода луча из источника, от окружающей среды и многих других условий.

Даже в упрощенных моделях (см. рис. 44—47) учитывается, что в точку приема попадает несколько лучей. В реальных же условиях их приходит действительно много. В статьях [32, 68, 73], где описываются эксперименты по дальнему распространению гидроакустических сигналов, отмечается возможность разделения различных групп лучей в точке приема с помощью аппаратуры и подчеркивается, что разделение отдельных лучей внутри группы связано с большими техническими трудностями.

Суммарная интенсивность акустического поля в какой-либо точке пространства складывается из энергии каждого проходящего в нее луча. Естественно, что сумма аномалий по всем лучам даст общее представление об аномалии интенсивности гидроакустического сигнала в данной точке приема. В связи с этим можно записать, что

$$A(r) = \sum_{j=1}^k F_{aj}, \quad (62)$$

где k — число лучей, проходящих в точку наблюдения.

Аномалия распространения $A(r)$ есть отношение интенсивности акустических колебаний в произвольной точке неоднородной среды с отражением от поверхности и дна к интенсивности в однородной безграничной среде на том же расстоянии r от источника. С учетом формулы (60) в общем виде можно записать

$$A(r) = \sum_{j=1}^k \frac{r \cos \theta_{nj}}{\frac{\partial r}{\partial \theta_{nij}} \sin \theta_{nij}} K_n^n K_d^m. \quad (63)$$

Формула (63) получена при определенных допущениях, основное из которых состоит в том, что акустический луч распространяется в плоскости, проходящей через источник и приемник. Таким образом, строго говоря, эта формула справедлива только для плоской задачи. Реальная же среда (как показано в гл. I и II) имеет трехмерные неоднородности, и траектория акустического луча в такой среде представляет собой гораздо более сложную кривую, чем в рассматриваемом случае.

Кроме того, при использовании формулы (63) в расчетах следует помнить, что лучи различных групп, а также в пределах одной из них приходят в точку приема в разное время. Это особенно важно при построении трактовок обработки принимаемых гидроакустических сигналов. Поскольку в формулу (63) входят частотно-зависимые члены K_n и K_d (см. гл. I и II), то в общем виде аномалия распространения зависит от частоты. Вместе с тем для однородных групп ГАС, с одинаковым значением рабочих частот аномалию распространения можно считать не зависящей от частоты и использовать ее для описания акустических характеристик того или иного района моря. Принято считать, что знак и величина аномалии сразу показывают, какую увеличенную или уменьшенную дальность действия ГАС следует ожидать в выбранном районе независимо от основных технических параметров станции.

Так, при положительном значении аномалии в данном районе океана дальность действия ГАС будет увеличена по сравнению с указанной в паспорте станции. И наоборот, отрицательная аномалия свидетельствует об уменьшенной дальности по сравнению с однородной безграничной средой. Пользуясь этой оценкой ожидае-

мой дальности, не следует, однако, забывать, что величина и знак аномалии в конечном счете зависят от глубины погружения источника и приемника сигналов. Например, в районах, где на определенных горизонтах четко выражена зональная структура акустического поля (см. рис. 46—52), при расположении источника и приемника, близком к вертикальному, интенсивность сигнала с увеличением расстояния будет снижаться по сферическому закону с учетом пространственного затухания.

Для оценки условий распространения звука в море и ожидаемой дальности действия ГАС обычно строят графики убывания

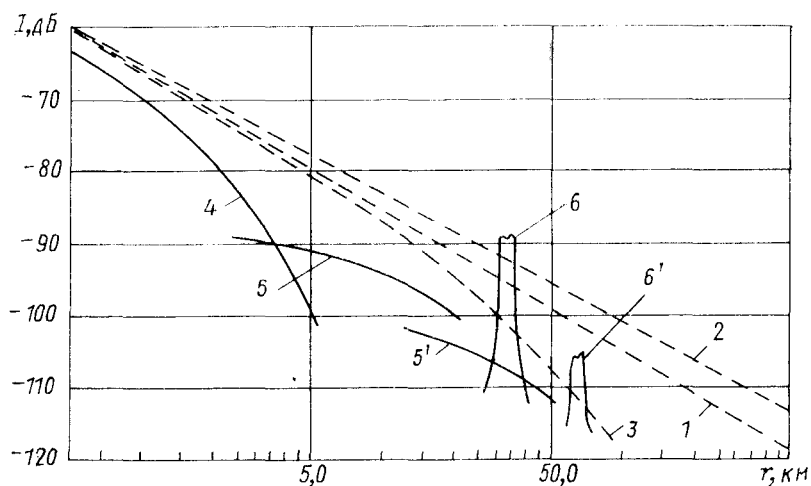


Рис. 53. Результаты суммарного воздействия различных факторов на интенсивность сигнала в слоисто-неоднородной среде

1 — сферический закон; 2 — цилиндрический закон; 3 — сферический закон с затуханием; 4 — приемник под слоем скачка скорости звука; 5, 5' — распространение соответственно с однородным и двукратным отражением от дна; 6, 6' — соответственно первая и вторая дальние зоны акустической освещенности

интенсивности сигналов с увеличением расстояния при различных глубинах погружения источника и приемника и разных группах лучей.

На рис. 53 показаны кривые убывания интенсивности при одно- и двукратном отражении лучей от дна и резкое возрастание интенсивности в первой и второй дальних зонах. Все эти условия существуют в глубоководном районе одновременно, но задачей специалистов по проектированию и использованию ГАС является соответствующий выбор глубины погружения источника или приемника сигналов, обеспечивающей максимальную дальность действия станции.

В заключение следует отметить, что знание величины аномалии распространения позволяет правильно оценить значение не только

прямого и отраженного сигналов, но и различных иных помех, заметно ограничивающих дальность действия активных гидролокационных систем.

Наиболее характерные особенности изменения аномалии распространения звука в некоторых практически важных случаях (в приповерхностном канале, подводном звуковом канале, дальних зонах акустической освещенности, мелком море) рассмотрены ниже.

§ 12. Аномалия реверберации

Дальность действия активных ГАС в ряде практических ситуаций ограничивается реверберационной помехой [32, 33, 52], уровень и статистические характеристики которой имеют четко выраженные зависимости от расстояния и условий распространения сигналов.

Специалисты выделяют следующие специфические задачи обнаружения эхо-сигналов при гидролокации [32, 33, 52]:

— определение значений вероятности правильного их обнаружения при заданных алгоритмах обработки с учетом влияния реверберационных помех;

— установление оптимальных значений вероятности ложных тревог при шумовой и реверберационной помехах;

— выбор рациональной формы излучаемых сигналов.

Из этого перечня задач наглядно видна важность изучения характеристик реверберации для использования их в целях повышения качества проектирования и эксплуатации активных гидролокационных средств.

Оценке дальности их действия, статистическим характеристикам реверберации, особенностям обнаружения сигналов на фоне реверберационной помехи посвящено много работ. Широкую известность получили труды Ю. М. Сухаревского, В. В. Ольшевского, Р. Урика [32, 33, 52] и др. В них реверберация как физический процесс описана с помощью дискретной канонической модели.

В появившихся за последние годы работах [48, 68] в экспериментальном плане затрагиваются вопросы аномалии реверберации. Ниже сделана попытка обобщить эти материалы, мало доступные широкому кругу читателей.

Если принять среду слоисто-неоднородной в вертикальной плоскости, то при объяснении процессов обратного рассеяния звука с учетом рефракционных искажений можно воспользоваться приведенной ранее классификацией групп лучей (см. рис. 46—52). Основываясь на ней, рассмотрим аномалию объемной, поверхностной и донной ревербераций.

Объемная реверберация формируется рассеивателями, которые находятся в пределах объема водной среды, охватываемого лучами группы I (см. рис. 48), т. е. распространяющимися без отражений от поверхности и дна моря. Характеристики этих рассеивателей,

физическая природа обратного рассеяния и значения коэффициентов рассеяния в морской среде были рассмотрены в гл. II.

В статье К. Б. Вакара и др. [48] предложена формула для слоисто-неоднородной среды, учитывающая аномалию распространения при определении уровня реверберации. В несколько измененном виде ее можно записать так:

$$I_{p.o} = \frac{I_n \cdot 10^{-0,2\beta r}}{r^4} \int_{V(r)} K_{o.p}(\bar{r}) A^2(\bar{r}) d\bar{V}, \quad (64)$$

где $I_{p.o}$ — интенсивность объемной реверберации; I_n — интенсивность излученного сигнала; β — коэффициент пространственного затухания; $K_{o.p}$ — коэффициент объемного рассеяния, определяемый локальной концентрацией рассеивателей в элементарном объеме dV с центром в средней точке \bar{r} рассеивающего объема; $A(\bar{r})$ — аномалия распространения в этой точке, причем она имеет координаты дальности и глубины.

Следует заметить, что значение интегрируемого объема меняется с расстоянием так же, как и аномалия $A(r)$, поэтому уравнение (64) решается в неявном виде. Значение $A(r)$ можно рассчитать по формуле (62). Расчет интенсивности реверберации $I_{p.o}$ рекомендуется выполнять для каждой частной дистанции.

Отмечается [48], что формула (64) применима для расчета акустических антенн, имеющих направленность в вертикальной плоскости. Кроме того, предполагается, что реверберационный процесс имеет цилиндрическую симметрию в горизонтальной плоскости.

При равномерном распределении рассеивателей в объеме $V(\bar{r})$ можно считать, что в результате интегрирования в его средней точке \bar{r} получится произведение среднего значения коэффициента обратного рассеяния на средний квадрат аномалии распространения. В расчет значения последнего включаются только лучи, проходящие через данный интегрирующий объем.

Теоретически аномалию распространения можно определить для каждого отдельного рассеивателя, находящегося внутри объема $V(r)$ и имеющего координаты дальность — глубина. Для расчета требуется знание дифференциальных функций рассеивателей в озвучиваемом объеме и мгновенных значений аномалии в каждой его точке.

Определение локальной концентрации рассеивателей в зависимости от расстояния до источника и глубины в конкретном районе моря, а также получение данных о плотности вероятности распределения рассеивателей, аномалии и других характеристик представляют собой сложные задачи.

Поверхностная реверберация формируется в первую очередь рассеивателями, попадающими в объем среды между лучами (в основном, группы II), которые приходят к поверхности моря под малыми углами. Однако на интенсивность поверхностной ревербе-

рации заметно влияют рассеиватели и поверхность моря, попадающие в объем среды, охватываемый также лучами группы II.

Характер искривления траекторий акустических лучей группы II при формировании поверхностной реверберации и изменение площади обратного рассеяния в случае положительного градиента скорости показаны на рис. 54, из которого видно, что при $\Delta c = 0$ (пунктирная линия) и $\Delta c \neq 0$ (сплошная линия) рассеивающие поверхности различаются по площади. Это может привести к тому,

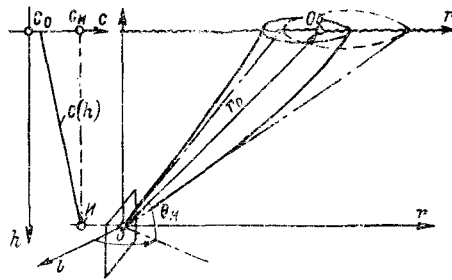


Рис. 54. Изменение характеристики реверберации поверхностным слоем моря
Об — отражающий объект

$I_{p.н}$ в слоисто-неоднородной среде можно записать следующим образом:

$$I_{p.н} = \frac{I_n \cdot 10^{-0.2\beta r}}{r^3} \int_l v_{p.н}(\bar{l}) A^2(\bar{l}, \bar{r}) dl, \quad (65)$$

где l — протяженность зоны поверхностного рассеяния; $v_{p.н}(\bar{l})$ — коэффициент поверхностного рассеяния; $A(\bar{l}, \bar{r})$ — аномалия в средней точке рассеивающей поверхности на горизонтальном расстоянии r от излучателя.

При расчетах дальности действия ГАС [27] значение коэффициента $v_{p.н}(\bar{l})$ в пределах рассеивающей площади (или приповерхностного объема) полагается постоянным в каждой точке. При малой длительности импульса τ , когда протяженность озвучиваемого участка равна $c\tau/2$, можно считать, что интегрирование мгновенных значений аномалии в каждой точке на отрезке l даст ее среднее значение по всей рассеивающей площади.

При $c\tau/2 > l$ формула (65) упрощается [48, 68]:

$$I_{p.н} = \frac{I_n \cdot 10^{-0.2\beta r} l A^2(l, r) v_{p.н}(l)}{r^3}. \quad (66)$$

Расчеты по этой упрощенной формуле с учетом аномалии по формуле (63) можно выполнить для случая $l = c\tau/2 \ll r$. Влияние искривления траекторий звуковых лучей на величину и характер

реверберации рассматривается в работах [3, 32, 33] на частном примере положительного градиента скорости звука для погруженной акустической антенны. Исследования проводились в слое с постоянным градиентом в целях обнаружения, выделения и классификации сигналов активных гидролокационных систем [68]. Система считалась оптимальной, основанной на использовании критерия обнаружения Байеса. Отражающий объект (см. рис. 59) находился у поверхности моря, а излучатель I , совмещенный с приемником, помещался на глубине от 150 до 450 м. Ширина основного лепестка

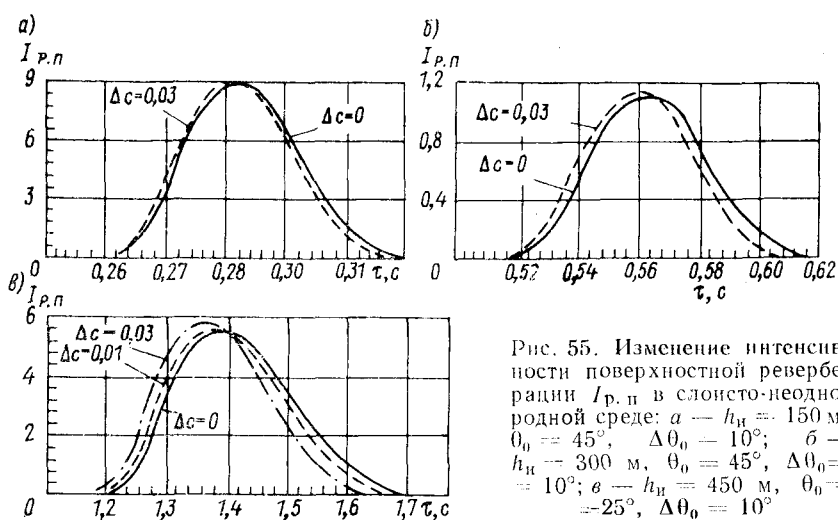


Рис. 55. Изменение интенсивности поверхностной реверберации $I_{p.n}$ в слоисто-неоднородной среде: а — $h_n = 150$ м, $\theta_0 = 45^\circ$, $\Delta\theta_0 = 10^\circ$; б — $h_n = 300$ м, $\theta_0 = 45^\circ$, $\Delta\theta_0 = 10^\circ$; в — $h_n = 450$ м, $\theta_0 = 25^\circ$, $\Delta\theta_0 = 10^\circ$.

характеристики направленности $\Delta\theta_0$ составляла 10° , кроме того, имелись два добавочных максимума в боковых лепестках [68].

Результаты расчетов уровней и длительности реверберационного сигнала τ в зависимости от глубины источника и угла наклона оси характеристики направленности, заимствованные из работы [68], приведены на рис. 55, где видно, что влияние градиента $G = 0.03$ c^{-1} начинает сказываться при глубине погружения акустической антенны на 450 м и угле наклона оси характеристики направленности от горизонта $\theta_0 = 25^\circ$. При этом уровень реверберации увеличивался на 4,5 %, а длительность реверберационного сигнала уменьшалась на 8 %.

Путем подстановки различных значений уровней реверберации определялось также изменение отношения сигнал/помеха (рис. 56, а, б) и вероятность пропуска обнаруживаемого объекта (рис. 56, в) в зависимости от τ . Для выбранных простых условий получено, что в приповерхностном слое моря даже в случае малых (до 0.03 c^{-1}) значений постоянного градиента скорости звука, вероятность пропуска обнаруживаемых объектов может измениться до 14 % [68] по сравнению с работой ГАС в однородной среде.

При рефракции акустических лучей в слоисто-неоднородной среде смещается в пространстве и во времени не только максимум приходящего сигнала, но и уровень реверберационной помехи. В результате гидроакустическая аппаратура с автоматическим сопровождением цели, реагирующая на максимум отношения сигнал/помеха (максимум приходящего сигнала), будет давать погрешности в значениях направления и дальности. Точное определение этих зависимостей на основе использования данных об анома-

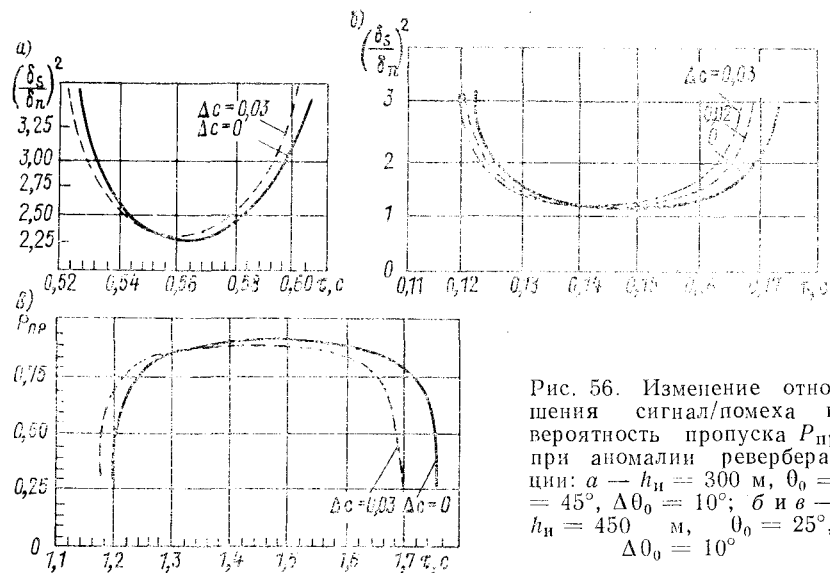


Рис. 56. Изменение отношения сигнал/помеха и вероятность пропуска $P_{пр}$ при аномалии реверберации: а — $h_{и} = 300$ м, $\theta_0 = 45^\circ$, $\Delta\theta_0 = 10^\circ$; б и в — $h_{и} = 450$ м, $\theta_0 = 25^\circ$, $\Delta\theta_0 = 10^\circ$

лии прямого сигнала и реверберации в слоисто-неоднородной среде представляет особый интерес для разработчиков соответствующей гидроакустической аппаратуры.

Донная реверберация формируется в точке приема рассеивателями, которые попадают в участок дна, охватываемый лучами группы III. По аналогии с формулой (65) можно записать

$$I_{р.д} = \frac{I_{и} \cdot 10^{-0.2\beta r}}{r^2} \int v_{р.д}(\bar{l}) A^2(\bar{l}, \bar{\tau}) dl, \quad (67)$$

где $v_{р.д}$ — коэффициент донного рассеяния.

Площадь поверхности зависит от ширины характеристики направленности.

В этой формуле не учтены в явном виде углы прихода лучей ко дну, тогда как величина $v_{р.д}(\bar{l})$ непосредственно зависит от них. Существует, однако, формула, учитывающая угол падения

луча в однородной среде [3, 32]:

$$I_{p.d} = \frac{I_n H \theta_{nj} c \tau v_{p.dj}}{r^4} l^{-4\alpha r}, \quad (68)$$

где H — кратчайшее расстояние от излучателя до дна.

Для слоисто-неоднородной среды эту формулу можно представить в виде

$$I_{p.d} = \frac{I_n \cdot 10^{-0,2\beta r}}{r^4} A^2(r_d), \quad (69)$$

где

$$A(r_d) = \sum_{0_{н1}}^{0_{нn}} F_{лj} v_{p.dj}. \quad (70)$$

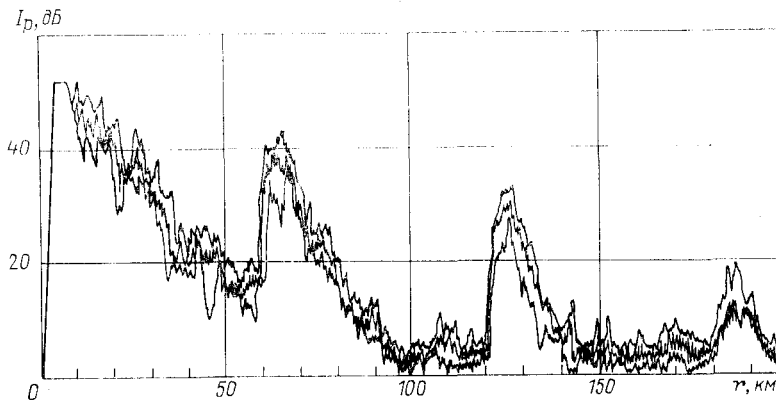


Рис. 57. Записи дальней реверберации

Интервал между лучами $\Delta \theta_{nj} = \theta_{nj} - \theta_{n(j-1)}$ определяется характером угловой зависимости $v_{p.dj}$.

Донная реверберация в ряде случаев может оказаться преимущественной помехой в мелком море при отрицательных градиентах скорости звука, где лучи испытывают многократные отражения от дна. Записи изменений интенсивности реверберационного сигнала с увеличением расстояния в мелком море используются некоторыми исследователями [3, 72] для определения коэффициентов отражения и рассеяния и оценки условий распространения гидроакустических сигналов. Метод анализа записей донной реверберации в мелком море получил в литературе название реверберационного хвоста.

В предыдущем параграфе было показано, что дальние зоны акустической освещенности формируются за счет энергии лучей групп

I, II и IV или I, III и IV. Соответственно этому в глубоком море реверберационная помеха в дальних зонах акустической освещенности будет формироваться за счет объемной, поверхностной и донной ревербераций в зависимости от группы лучей, приходящих в точку приема, и значения аномалии по каждому лучу.

На рис. 57 представлены заимствованные из работ [48] реализации записей дальней реверберации. Они представляют собой огибающие суммарной интенсивности I_p реверберационной помехи, учитывающей вклад всех лучей, которые приходят в пределах характеристики направленности акустической антенны. На рисунке видна помеха, приходящая из первой, второй и третьей дальних

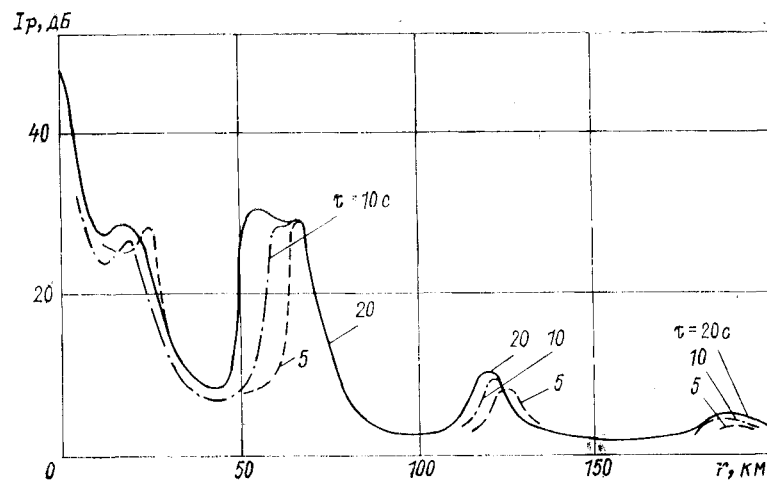


Рис. 58. Результаты статистической обработки характеристик дальней реверберации

зон. Следует отметить сходство отдельных параметров этих записей с кривыми уровня прямого сигнала в дальних зонах акустической освещенности, представленными на рис. 53.

Результаты, полученные применительно к записям на рис. 57, показали, что для поверхностных слоев моря во второй дальней зоне среднее значение аномалии $A(r)$ не превышает 25 дБ. Из рис. 57 видно также, что разность экстремальных значений уровней сигнала на расстояниях от 50 до 100 км составляет до 40 дБ.

Разницу между измеренными и расчетными значениями авторы указанных работ объясняют повышенной концентрацией рассеивателей в озвучиваемом объеме среды и отличием фактических значений коэффициентов рассеяния от принятых в расчетах.

Выделить порознь объемную, поверхностную и донную реверберации по записям на рис. 57 невозможно. Однако в тех же упомянутых работах предложена методика использования импульсов

разной длительности, позволяющая определить удельный вес поверхностной реверберации в общем уровне реверберационной помехи. На рис. 58 показаны результаты обработки записей при разных длительностях посылок. Как можно видеть, увеличение значения τ приводит к расширению огибающей реверберационной помехи в приповерхностных слоях моря, а уменьшение — к заметному снижению уровня реверберации в первой дальней зоне.

Для определения вида реверберации эти авторы предлагают также использовать корреляционные свойства реверберационного сигнала. Так, И. В. Емельянов и др. исследовали флюктуации огибающей дальней реверберации при тональных посылах длительностью 1—10 с. Измерения проводились в районе моря глубиной 3000—3500 м. Гидроакустические условия характеризовались наличием минимума скорости звука на глубине порядка 100 м и дальней зоной на расстоянии 20—35 км. Антенна находилась на глубине 90 м и имела ширину характеристики направленности в вертикальной и горизонтальной плоскостях около 10° по уровню 0,7.

Установлено, что решающее влияние на формирование реверберационной помехи в этих условиях оказывали лучи группы I с небольшим участием лучей группы II. По данным эксперимента, первый нуль коэффициента корреляции огибающей находился в диапазоне 0,3—0,6 с. Отличие этого значения от расчетного объясняется влиянием относительного перемещения рассеивателей на большие расстояния. Факт несоответствия интервала корреляции флюктуаций огибающей с длительностью посылки наблюдался в широком диапазоне расстояния.

В статье, опубликованной в работе [48], показано, что огибающие спектров дальней реверберации имеют вид колоколообразных кривых, свидетельствующий о Гауссовом законе распределения скоростей движения рассеивателей. Авторы статей в работе [48] дают оценку скоростей движения рассеивателей в пределах 0,1—0,5 м/с для указанных выше гидроакустических условий. Они исследовали также в дальних зонах корреляционные характеристики реверберации сложного сигнала в виде колоколообразных импульсов с линейной частотной модуляцией и длительностью 1 с на уровне 3 дБ при значениях девиации частоты 30 и 60 Гц.

Как отмечается, на записях можно выделить донную реверберацию и подъемы, соответствующие первой дальней зоне акустической освещенности. На фоне реверберационной помехи в этой зоне был получен, кроме того, сигнал от отражающего объекта. Измеренные уровни коррелированных откликов реверберации при $\Delta f = 30$ Гц составляют 0,5 в ближней зоне и 0,35 в первой дальней зоне; при $\Delta f \approx 60$ Гц — соответственно 0,3 и 0,2. Уровень реверберации превышал собственные шумовые помехи на 8—20 дБ.

Были получены также значения корреляционных характеристик донной реверберации. Коэффициент корреляции донного отклика составил 0,58 и 0,3 для сигналов с полосой соответственно

30 и 60 Гц. При увеличении девиации значение некоррелированной составляющей снижается. Соотношение коррелированных и некоррелированных составляющих менялось мало, хотя число откликов с относительно высокой степенью корреляции сокращалось.

В результате сопоставления моментов появления коррелированных максимумов с лучевой картиной высказано предположение, что они обусловлены не только лучами групп II и III, но и отражением от рассеивателей, расстояние между которыми мало по сравнению с длиной акустической волны.

Таким образом, как теоретический анализ, так и результаты экспериментальных исследований [3, 32, 48, 52, 68] свидетельствуют о существовании аномалии реверберации и позволяют оценить степень ее влияния на изменение дальности действия ГАС.

Так как оценка дальности действия ГАС производится с использованием физических и математических моделей, их дальнейшее совершенствование является важным направлением повышения точности расчетов. Эффективный способ повышения качества моделей состоит в исследовании и комплексном использовании общих закономерностей и частных особенностей распространения гидроакустических сигналов в океане.

Глава IV ОСОБЕННОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ЗВУКА В ОКЕАНЕ

§ 13. Гидроакустические явления в океане

Зная особенности распространения звука в океане, можно определить характер изменения уровня (интенсивности) и фазы гидроакустического сигнала в зависимости от расстояния для заданных горизонтов расположения излучателя и приемника (см. гл. III).

Правильное понимание причин, обуславливающих возникновение различных особенностей распространения звука, имеет принципиальное значение как для приближенных качественных оценок условий работы ГАС с использованием номограмм, таблиц и графиков, так и при выполнении на ЭВМ расчетов оптимальных рабочих режимов ГАС.

Важно уметь выделить общие закономерности, присущие некоторым типовым условиям работы ГАС в океане, и отдельные частные случаи, отвечающие вполне конкретной обстановке. Делается это на основе теоретических положений, изложенных в работах [3, 9, 32, 52] и в кратком виде в гл. III. Особенно ценными являются сведения о таких закономерностях, полученные экспери-

ментальным путем и систематизированные по районам океана и сезонам года с указанием дисперсий основных параметров. Некоторые расчетные данные находят при подстановке фактических значений океанографических параметров, рассмотренных в гл. I и II, в уравнения, представленные в гл. III.

Наиболее типичные, повторяющиеся в сходных условиях океана особенности акустического поля получили название гидроакустических явлений (ГЯ).

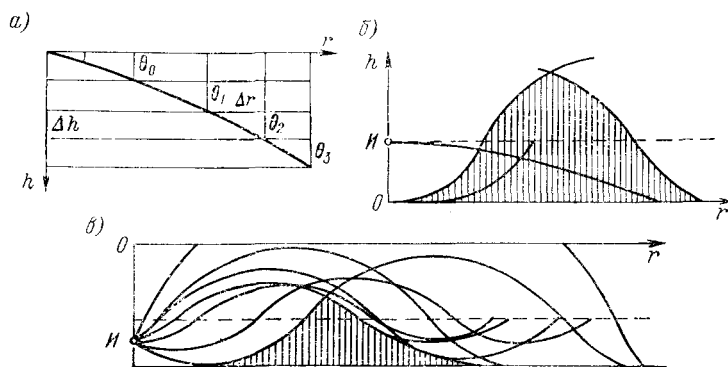


Рис. 59. Использование в конце XIX и в начале XX в. метода построения траекторий акустических лучей (а) для иллюстрации наличия в атмосфере и под водой участков аномалии звука (б) и акустической тени (в)

Зона тени заштрихована

После открытия в 1613 г. закона преломления лучей света причины рефракции звука (акустических лучей) получили объяснение на математической основе. В конце XIX и в начале XX в. в литературе по акустике [5, 11, 50] можно было встретить описание причин отрицательной рефракции акустических лучей, зон акустической тени и повышенной интенсивности (аномалии) звука с соответствующими иллюстрациями (рис. 59).

Нет сомнения, что Колладон и Штурм при передаче в 1838 г. под водой сигналов большого колокола на расстояние 35 км [60] и Фессенден, получивший в 1913 г. дальность гидроакустической связи почти 60 км, выбирали лучшие условия распространения звука. Гидроакустики [11, 50] знали главные особенности, связанные с дополнительным фокусированием акустической энергии или ее резким уменьшением в зависимости от расстояния до источника.

В настоящее время [32, 52, 60, 63] предметом широкого обсуждения являются уже около десятка специфических гидроакустических явлений (табл. 23). Причины образования некоторых из них и общие закономерности изменения уровня сигнала в зависимости

Таблица 23

Гидроакустические явления в океане

Явление	Физические причины образования	Характер изменения уровня сигнала
Зона тени (ЗТ)	Отрицательная рефракция лучей	Резкое ослабление за пределами граничного слоя
Приповерхностный звуковой канал (ППЗК)	Положительная рефракция лучей и многократное отражение от поверхности	Увеличение до 5 дБ на порядок расстояния при волнении до 2—3 баллов; под льдом на больших расстояниях наблюдается возрастающее уменьшение
Слой скачка (ССК)	Смена положительной рефракции на резкую отрицательную	Резкое уменьшение ниже горизонта смены знака градиента скорости звука
Подводный звуковой канал (ПЗК)	Сложный результат волноводной фокусировки с полным внутренним отражением лучей	Возможно увеличение до 10 дБ на порядок расстояния по сравнению со сферическим законом
Дальние зоны акустической освещенности (ДЗАО)	Сложный результат влияния положительной и отрицательной рефракции, фокусировки, полного внутреннего и многократных отражений от поверхности и дна океана	В зонах освещенности возможно увеличение до 25 дБ по сравнению со сферическим законом
Мелкое море (ММ)	Резкая смена положительной и отрицательной рефракции практически прямых отрезков лучей и их многократные отражения от поверхности и дна	Возможно увеличение до 5 дБ на порядок расстояния по сравнению со сферическим законом и флюктуации на 25—35 дБ
Донная подсветка (ДП)	Отражение и фокусировка дном сигналов, попадающих в ЗТ	Возможно увеличение до 5—10 дБ по сравнению со спадом, характерным для ЗТ
Тонкая структура (ТС)	Рефракция акустических лучей, вызванная тонкой структурой поля стратификации скорости звука	Возможно увеличение до 5—6 дБ на порядок расстояния по сравнению со сферическим законом
Донный звуковой канал (ДЗК)	Сложный результат волноводной фокусировки с полным внутренним отражением лучей	То же

от расстояния очень схематично, но с сохранением существа теоретических положений, изложенных в гл. III, проиллюстрированы на рис. 60 и 61, а хронологические рамки — на рис. 62. Важно только помнить, что воспользоваться сложившимися в океане условиями можно лишь при определенной геометрии взаимного расположения источников и приемников звука относительно друг друга и границ среды.

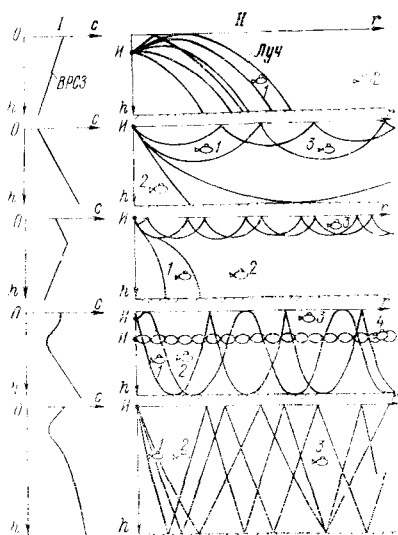


Рис. 60. Вертикальное распределение скорости звука c (I) и траектории акустических лучей (II) при различных ГЯ (ЗТ, ППЗК, ССК, ПЗК и ДЗАО, ММ)
1 — объект в ближней зоне освещенности; 2 — в зоне тени; 3, 4 — на увеличенном (по сравнению со сферическим законом распространения) расстоянии

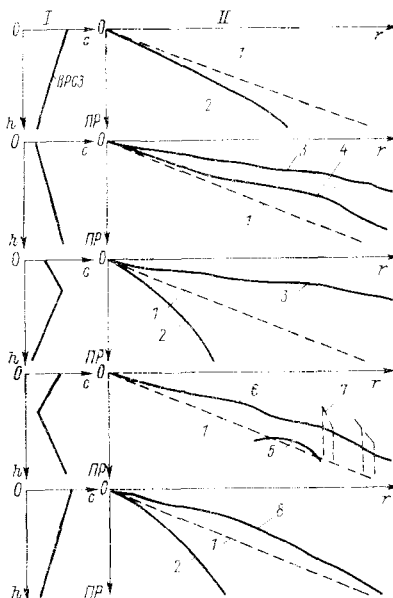


Рис. 61. Вертикальное распределение скорости звука c (I) и потери при его распространении (II) при различных ГЯ
1 — сферический закон; 2 — частный случай для ЗТ; 3, 4 — в ППЗК при малых и больших градиентах скорости звука; 5 — с учетом донных отражений; 6 — в ПЗК; 7 — в ДЗАО; 8 — в ММ

Зона тени встречается в любом районе. На теоретических графиках (рис. 63) показано значительное ослабление энергии сигнала за пределами граничного луча. Однако практически в ЗТ попадают энергия, отраженная от дна, и дифракционная составляющая, обусловленная неоднородностями показателя преломления поля скорости звука (в том числе и тонкой структуры) и различных рассеивателей (см. гл. I и II).

Определение дифракционной составляющей в ЗТ предлагается [32, 51] производить с использованием теории комплексных аку-

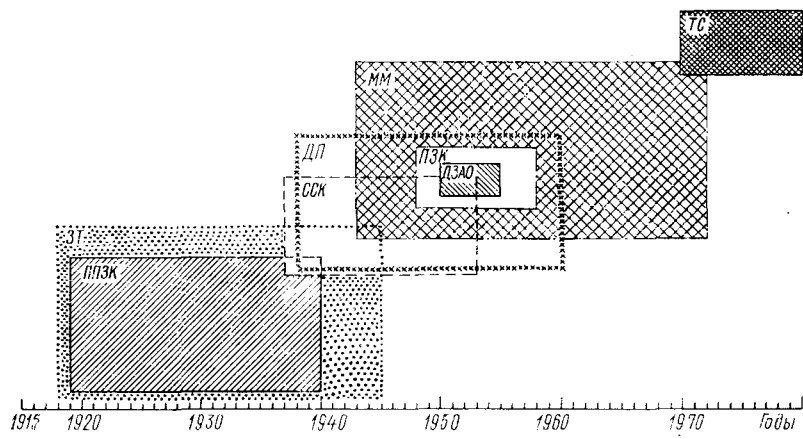


Рис. 62. Хронология открытия и практического использования за рубежом различных ГЯ (по А. С. Потапову)
 Левая граница показывает ориентировочно ($\pm 2-5$ лет) год первоначальной публикации описания, правая — год начала использования судовых или береговых станций, использующих особенности соответствующих ГЯ

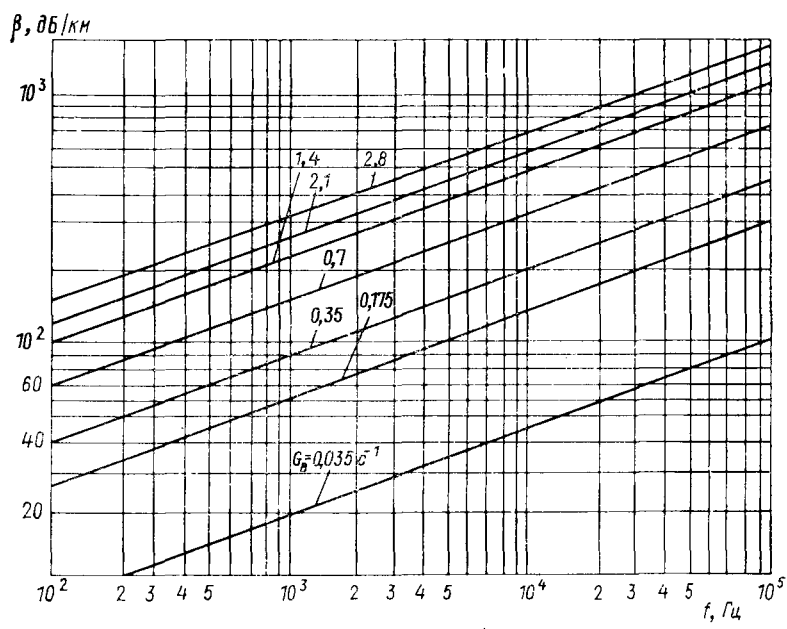


Рис. 63. Затухание в зоне тени β в зависимости от частоты для различных значений вертикального градиента скорости звука G_v

стических лучей для стационарных и нестационарных источников [14] и волновой теории [9].

В работе [14] отмечается, что поле в ЗТ с достаточной степенью точности описывается первой нормальной волной и звук проникает за пределы граничного луча на расстояние, значительно превышающее длину волны. Для приближенных расчетов (см. рис. 60 и 61) предлагается использовать выражение

$$\text{ПР} = 8,68\beta_{\text{ЗТ}} \text{ дБ/м}, \quad (71)$$

где $\beta_{\text{ЗТ}} = 1,59 (a^2 K_0)^{1/3}$; a — относительный вертикальный градиент скорости звука, м^{-1} ; K_0 — волновое число.

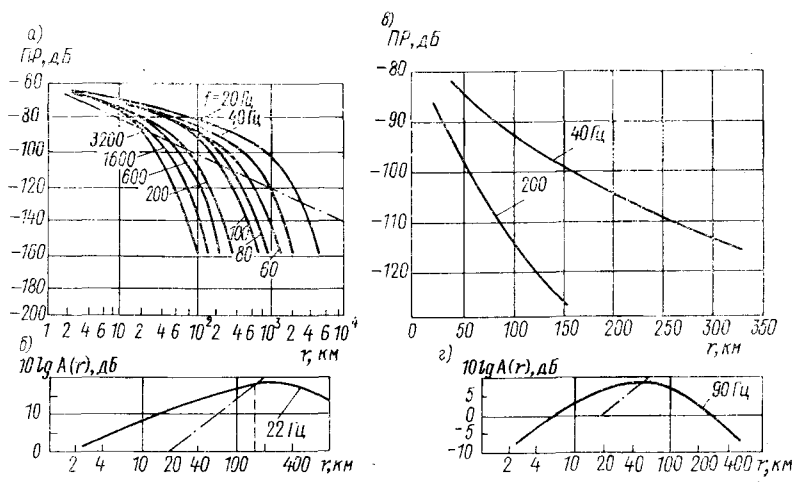


Рис. 64. Потери при распространении звука в приповерхностном слое Северного Ледовитого океана в виде кривых, построенных по последним экспериментальным данным (а), кривых аномалии (б и в) для глубин источника и приемника 150 м и кривых (г), полученных расчетным путем
 — — — сферический закон

Согласно расчету по формуле (71), на расстоянии 1 км от границы ЗТ уровень сигнала частотой 1,5 кГц уменьшается на 55 дБ.

Как свидетельствуют результаты морских измерений [32, 52], на частоте 24 кГц у границы ЗТ происходит затухание от 22 до 78 дБ/км. Внутри ЗТ интенсивность звука на этой частоте на 40—60 дБ ниже значения, которое она имела бы в свободном поле. Таким образом, очевидно заметное отличие от данных номограммы на рис. 63.

Аномалия распространения звука в ППЗК (см. рис. 60, 61) зависит от частоты сигнала, глубины источника и приемника, значения градиента скорости звука, степени и характера волнения моря, параметров ледового покрова [52]. Если во многих районах Мирового океана, особенно при умеренном или слабом волнении, ано-

мания в ППЗК положительна, то в СЛО, в связи с большими потерями при отражении и рассеянии с увеличением частоты сигнала и расстояния она становится отрицательной (рис. 64).

Экспериментальные измерения на частотах 22 и 90 Гц (рис. 64, б и в) проводились в следующих условиях: средняя толщина льда 4 м, дисперсия 3 м, скорость звука во льду 3500 м/с, в грунте, 1850 м/с; коэффициент отражения от дна 0,95; глубина моря 4 км. Аномалия распространения в арктическом ППЗК оказалась частотно-зависимой функцией. При $f = 22$ Гц максимум (18 дБ) наблюдается на дистанции 300 км, при $f = 90$ Гц (9 дБ) — на дистанции 55 км. Для $r_0 = 20$ км дальность обнаружения сигнала может оказаться в 2,25 (рис. 64, б) и 7,5 (рис. 64, в) раза больше, чем в однородной среде.

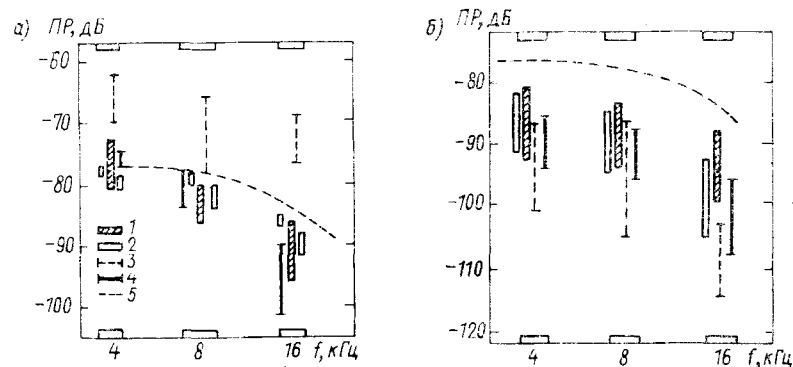


Рис. 65. Результаты измерения потерь при распространении звука в ППЗК (а) и под слоем скачка (б)

1 — данные эксперимента у побережья Австралии; 2 — модель AMOS; 3 — теория нормальных мод; 4 — модифицированная модель; 5 — сферический закон минус поглощение

Опубликованы данные по распространению сигналов в ППЗК, обобщающие результаты теоретических и экспериментальных исследований за 60 и более лет. Работы в этой области продолжаются. В 1972—1976 гг. австралийские специалисты [64] провели 25 экспериментов на частотах 4,8 и 16 кГц на дистанции 6 км (рис. 65). Характеристики поля скорости звука определялись по данным обрывных батитермографов до глубины 460 м. Эксперименты и теоретические расчеты показали значительную (более 10 дБ) изменчивость акустического поля: в приповерхностном слое уровень сигнала оказался на 10—20 дБ ниже расчетных значений по волновой теории, а под слоем скачка — на 10—15 дБ выше. Такие данные очень важны для сравнительной оценки лучевых и волновых моделей (см. § 9).

На частоте 16 кГц средний уровень сигнала был на 7 дБ меньше расчетных значений по сферическому закону с учетом поглощения. Установлено, что со снижением частоты степень расхождения

уменьшается. На частоте 8 кГц определена значительная отрицательная корреляция изменений уровня сигнала в зависимости от неровности поверхности [64].

При переходе звуковых волн через слой скачка скорости звука (см. рис. 60) уровень сигнала резко ослабляется (см. рис. 61). Физическая причина этого состоит в том, что поперечное сечение лучевой трубки (см. рис. 60) из-за рефракции лучей под слоем оказывается значительно большим, чем над слоем.

В работе [32] для выполнения расчетов интенсивности предлагается использовать проверенную по данным морских экспериментов формулу

$$I = \frac{Wh}{4\pi \sqrt{2\Delta c/c}} \frac{1}{r^3}, \quad (72)$$

где W — излучаемая мощность, Вт; h — толщина слоя, м.

При $h = 25$ м, $r = 2,5$ км, $\Delta c = 10$ м/с и $c = 1500$ м/с сила звука под слоем уменьшится на 11,6 дБ.

Судовые специалисты стремятся избежать отрицательного влияния ССК за счет использования буксируемых и опускаемых антенн [52, 60].

В 1949 г. в докладах Академии наук СССР была опубликована статья «Об одном новом явлении в гидроакустике» [39], в которой обобщены результаты теоретического описания ПЗК (см. рис. 44, 60, 61) как акустического волновода, позволяющего организовать под водой связь и наблюдение на дистанциях в сотни и тысячи километров. Для углубленных теоретических исследований этого физически понятного и хорошо известного [5, 11] явления вскоре был получен весьма совершенный математический аппарат [32]. Наиболее полно освещены особенности распространения звука в ПЗК в трудах акад. Л. М. Бреховских [3, 9].

Термин ПЗК относится ко всем волноводам, независимо от глубины горизонта минимума скорости звука и толщины слоя с равным значением скорости звука на его границах (см. рис. 44). ПЗК с линейным изменением скорости звука выше и ниже однородного слоя толщиной $2H$ характеризуется убыванием интенсивности сигнала обратно пропорционально расстоянию в первой степени (цилиндрический закон).

Таким образом, если в однородной среде при изменении расстояния на порядок уровень сигнала снижается на 20 дБ, то в ПЗК уменьшение составляет 10 дБ.

Для симметричного ПЗК толщиной $2H$ аномалия определяется по формуле

$$A(r) = 10 \lg \frac{\pi r c_{\text{н}}}{2 \sqrt{H/G_{\text{в}}}}, \quad (73)$$

где $c_{\text{н}}$ — скорость звука на горизонте излучателя; $G_{\text{в}}$ — вертикальный градиент.

Особенности распространения звука в реальном ПЗК в Средиземном море показаны на рис. 66. Видно, что аномалия распространения на большинстве расстояний положительна, однако в среднем она меньше, чем для цилиндрического закона. Кроме того, заметна сильная зависимость $A(r)$ от расстояния. На интервале 1—2 км аномалия может измениться на 10 дБ и более, в связи с чем при оценке ожидаемых значений дальности действия ГАС требуется проведение тщательных расчетов.

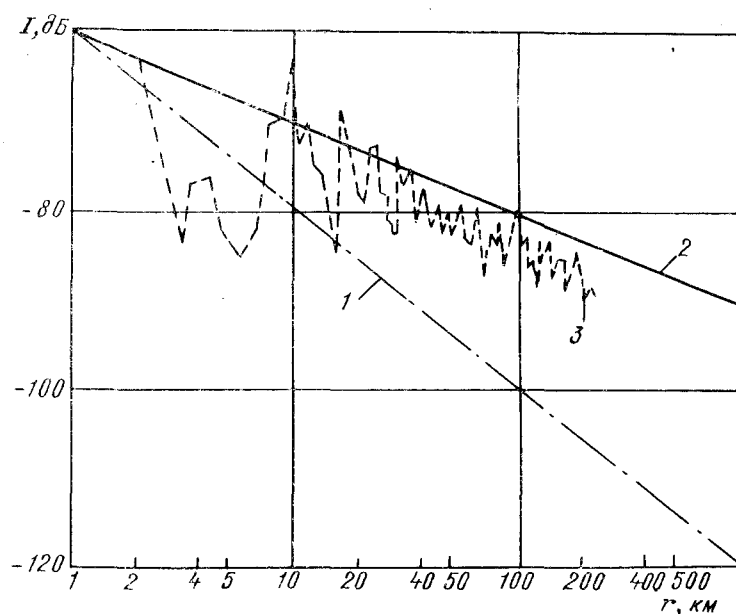


Рис. 66. Особенности убывания интенсивности сигнала в ПЗК
1 — сферический закон; 2 — цилиндрический закон; 3 — экспериментальные данные полученные в несимметричном канале с горизонтом минимума скорости звука на глубине 50 м

Каналы, оси которых находятся на глубинах более 500—600 м (см. табл. 7), характеризуются зональной структурой акустического поля (см. рис. 46—50), рассматриваемой в работах [3, 9, 32] совместно с ПЗК. Но практики выделяют такую структуру в самостоятельное явление под названием ДЗАО (см. рис. 60 и 61). В отечественной литературе о нем было упомянуто сначала в статье А. Л. Соседовой «Некоторые явления при распространении звука в море» [41], а затем в книгах [3, 9]. Из-за особых свойств и большой практической ценности явление ДЗАО было реализовано в самый короткий срок (см. рис. 62).

Основными параметрами ДЗАО являются: расстояние до начала зоны, ее ширина и горизонт (глубина) выхода. В настоящее

время лучевыми методами определяются и экспериментально проверяются на полигонах параметры ДЗАО с 1-го по 45-й [32]. ДЗАО выходят к поверхности, когда скорость звука у дна больше, чем в верхнем слое океана. Ширина ДЗАО и интенсивность сигнала

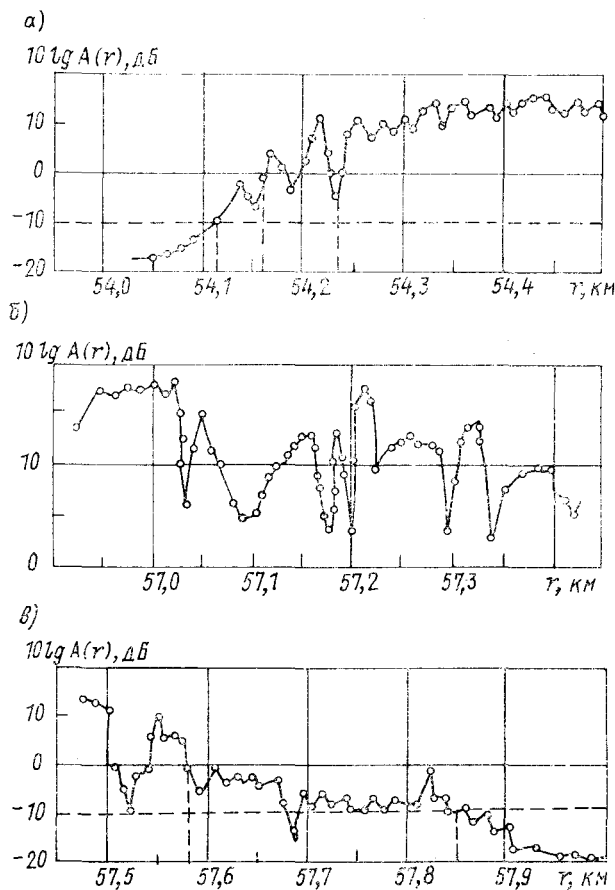


Рис. 67. Аномалия распространения прямого сигнала в ДЗАО в глубоком океане: *a* — начало зоны; *б* — середина; *в* — конец зоны

зависят от глубины погружения излучателя и приемника (см. рис. 46—52). Сравнивая рассчитываемые графики аномалии, можно определить условия получения максимальной дальности действия ГАС и обеспечить ее без изменения мощности источника.

На рис. 67 даны экспериментальные графики изменения прямого сигнала в ДЗАО. Характерно, что изменение аномалии в сред-

ней части зоны в данном случае может превышать 10 дБ [3, 6], однако столь значительное отклонение уровня сигнала не должно приводить к заметному увеличению или уменьшению дальности действия ГАС из-за небольшого пространственного интервала, на котором оно происходит (рис. 67, б). В то же время начало ДЗАО может отодвинуться на много километров при изменении прямого сигнала на 10 дБ или даже меньше (рис. 68). Следует обратить внимание на разные значения параметров ДЗАО для сигналов различных частот [3, 32, 52].

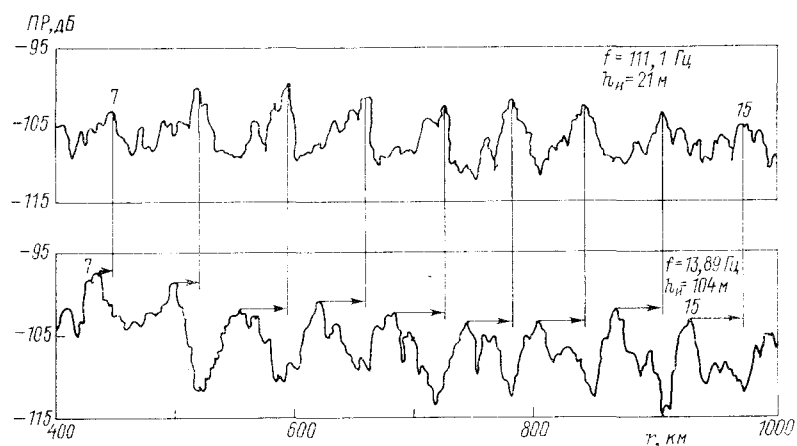


Рис. 68. Усредненные графики изменения потерь при распространении звука в Атлантическом океане
7 и 15 — номера ДЗАО; $h_{из}$ — глубина излучателя

Специалисты [50—52] отмечают, что в связи с большой сложностью явления распространения звука в мелком море (см. рис. 60 и 61) значение ПР предсказать заранее практически невозможно. Рекомендуется проводить текущие измерения, применяя для этих целей летательные аппараты и скоростные катера, с использованием взрывных источников звука и радиогидроакустических буев [2]. Результаты таких измерений могут послужить для прогноза ожидаемой дальности действия ГАС лишь в течение короткого времени.

Л. М. Бреховских и другие авторы [3, 9, 32, 51] на основе волновых и лучевых моделей теоретически показали, что в «замороженном» мелком море (ММ) с нулевым градиентом скорости звука убывание интенсивности прямого сигнала обратно пропорционально расстоянию по закону $r^{-3/2}$ (рис. 69). Следовательно, должна наблюдаться положительная аномалия примерно $+5$ дБ при увеличении дистанции на порядок. Точки экспериментальных наблюдений, показанные на рис. 69, подтверждают это. Однако в ММ с отрицательным градиентом закон «три вторых» не соблю-

дается. Значительная часть энергии поглощается в грунте, и на расстояниях более 10—30 км аномалия становится отрицательной.

Береговой клин (БК) явление комплексное, объединяющее особенности распространения звука в ПЗК и мелком море. Основные параметры БК много лет обсуждаются в статьях, публикуемых в «Акустическом журнале». В работе [2] представлены результаты одного из многочисленных экспериментов (рис. 70). Высказывается предположение, что резкое изменение потерь при распространении звука между акустическими приемниками P_1 и P_2 может быть обусловлено влиянием дна.

Параметры берегового клина учитывают при проектировании и использовании оборудованных трасс сверхдальнего распространения гидроакустических сигналов.

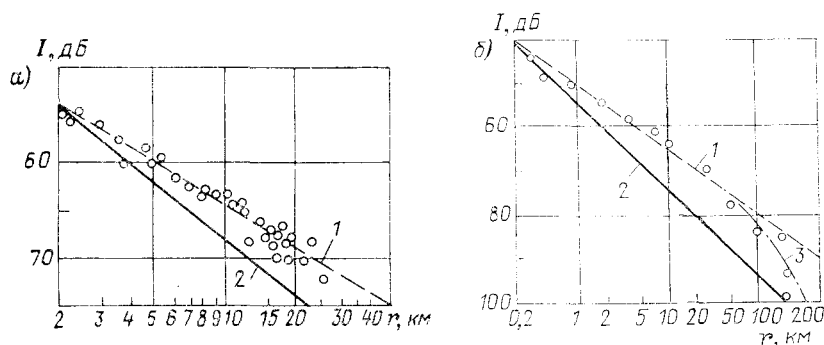


Рис. 69. Убывание интенсивности сигнала частотой 280 Гц при глубине моря 49 (а) и 69 м (б)
1 — цилиндрический закон; 2 — сферический закон; 3 — осредненная кривая по результатам экспериментов

В заключение дадим краткую информацию о явлении ТС. В гл. I и II отмечено, что тонкую структуру имеют все поля Мирового океана и наблюдается она повсеместно. Тонкая структура акустического поля имеет специфические особенности. Она выступает как самостоятельное явление (см. табл. 23) и одновременно присутствует в других явлениях. Каким образом она влияет на основные характеристики других ГЯ, подробнее показано ниже. Одновременно дается оценка возможных диапазонов значений параметров ГЯ и в других масштабах пространственно-временной изменчивости океана (см. табл. 2).

§ 14. Акустические климат и погода

На VI съезде Всесоюзного географического общества СССР в 1975 г. экспонировались около 500 атласов и пособий, содержащих информацию о Мировом океане. Данный факт свидетельствует о значительном внимании, которое уделяется этой

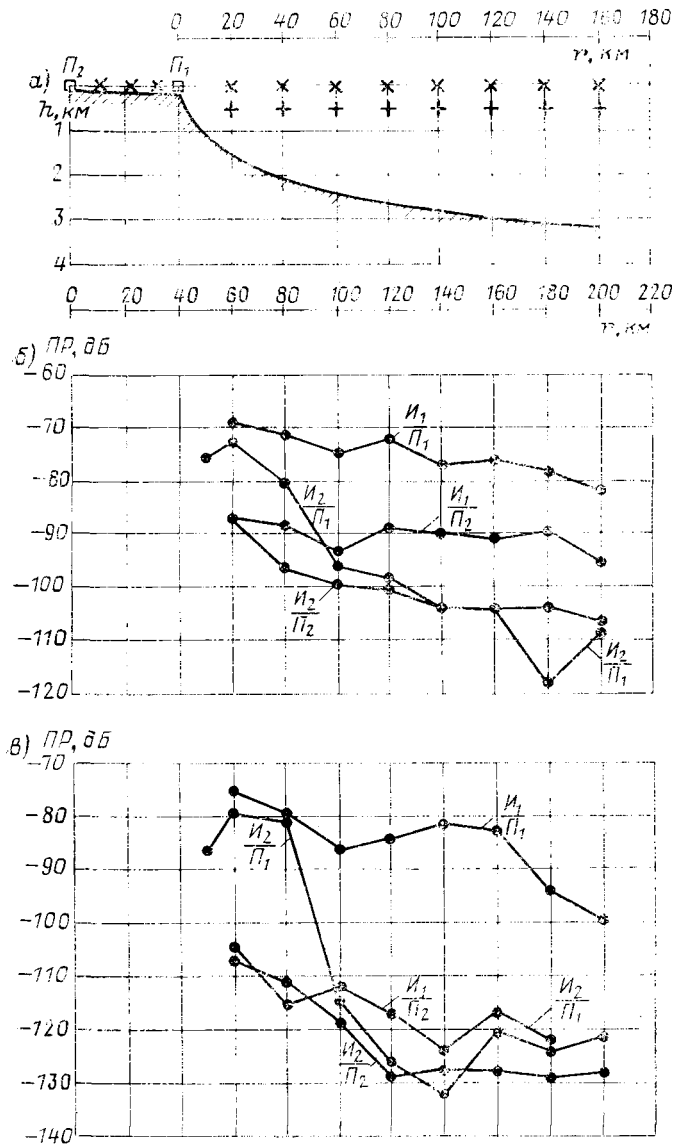


Рис. 70. Схема проведения экспериментов в береговом клине (а) и потери при распространении на частоте 63 (б) и 2000 Гц (в) для приемников Π_1 и Π_2 при глубине подрыва зарядов 600 (I_1) и 20 м (I_2)

проблеме, о многомасштабности характеристик и громадных диапазонах изменчивости различных полей, требующих для описания очень большого объема сведений. В то же время во всех этих изданиях нельзя было найти каких-либо систематизированных данных об акустическом поле океана, хотя потребности в этом растут быстрыми темпами [37, 52, 60].

На прошедших в последнее время конференциях и симпозиумах специалисты подняли вопрос о необходимости описания изменчивости гидроакустических характеристик окружающей среды в климатическом, погодном и текущем масштабах [37].

Так, в трудах Первого семинара «Акустические статистические модели океана» [49] в 1977 г. были предложены и рассмотрены модели акустического климата, акустической погоды и текущей акустической обстановки. Можно считать, что диапазоны пространственной и временной изменчивости гидроакустических характеристик океана в рамках этих масштабов должны отвечать пределам, указанным в табл. 2. Аналогичные вопросы затрагивались в докладах и выступлениях участников I съезда советских океанографов [34].

Акустический климат океана — это многолетний режим устойчивых значений уровня, фазы и других параметров акустического поля и их регулярных изменений в заданном географическом регионе или районе. Масштабы пространственной и временной изменчивости акустического поля в климатических рамках показаны в табл. 2, а возможные уровни (в зависимости от характера ГЯ) — в табл. 23.

При описании акустического климата океана рассматриваются прежде всего вопросы, связанные с оценкой географического положения границ районов, где с высокой (более 90 %) вероятностью регулярно наблюдаются зоны тени, слой скачка скорости звука и другие явления.

Так, по результатам стандартных океанологических наблюдений почти за 100 лет в районе Северной Атлантики размером более 1000×1000 миль были определены ожидаемые изменения толщины ППЗК в течение года (рис. 71).

Важными считаются также сведения о районах расположения мелководных, глубоководных, двухосных и других ПЗК (см. табл. 7, атласы [7], работы [6, 32, 34, 59]) и многолетней изменчивости их осей по глубине, а также о районах с различным значением коэффициентов затухания звука на частоте менее 1 кГц (см. табл. 9 и рис. 12). Подобные климатические оценки выполняются по ДЗАО и другим ГЯ. Даже если такая информация в прямом виде отсутствует, ее можно получить путем расчетов с использованием многолетних ретроспективных данных.

Акустическая погода — сезонный режим изменчивости уровня, фазы и других параметров акустического поля в заданном локальном участке Мирового океана. Масштабы пространственно-временной изменчивости акустического поля укладываются в рамки от I

до 1000 км по расстоянию, от 10 до 1000 м по глубине и 1 до 60 сут по времени (см. табл. 1,7 и 23).

Классический пример таких изменений, связанных с пересечением трассы распространения гидроакустических сигналов в Саргассовом море циклоническим вихрем Гольфстрима, дан на рис. 72 [32]. В 1976—1978 гг. в северной части Атлантического океана проводился совместный советско-американский эксперимент ПОЛИМОДЕ. Его цель состояла в изучении природы и динамики синоптических вихрей, открытых советскими учеными в 1970 г. [56], и их влияния на изменчивость акустического поля.

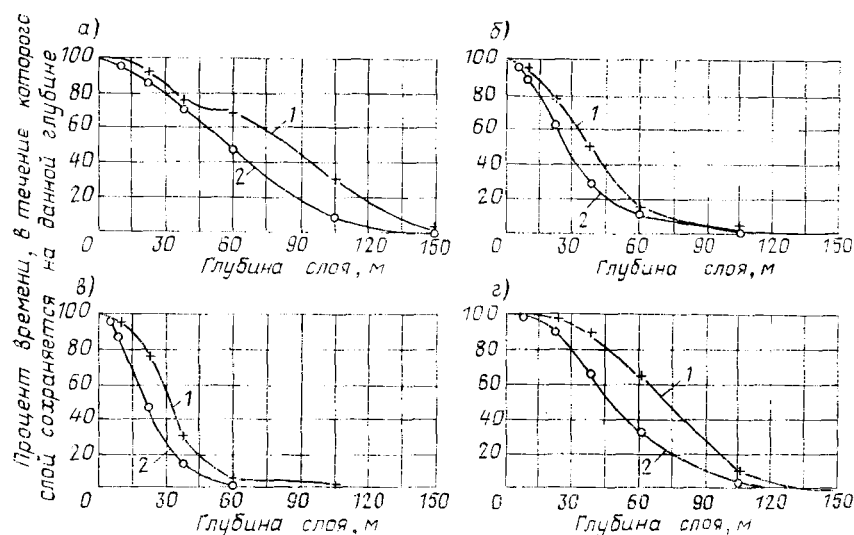


Рис. 71. Изменчивость нижней границы ППЗК по многолетним данным: а — зима; б — весна; в — лето; г — осень (по Урику)
1 — 50—60° с. ш.; 2 — 40—50° с. ш.

К настоящему времени установлено, что циклонические, антициклонические и синоптические вихри, наблюдающиеся повсеместно в Мировом океане, несут основную энергию, определяющую характер акустической погоды. Об изменении уровней гидроакустических сигналов в этом масштабе свидетельствуют, например, результаты экспериментов (рис. 73), проведенных в центральной части Атлантики с интервалом в несколько суток при сохранении всех условий одинаковыми (кроме окружающей среды).

Систематизация данных о характеристиках акустической погоды в океане производится по результатам непосредственных наблюдений в экспедициях с судов, на трассах и полигонах, а также расчетным путем с использованием лучевых моделей по ретроспективным данным или океанографической информации, собираемой одновременно с больших локальных участков [32, 35, 37].

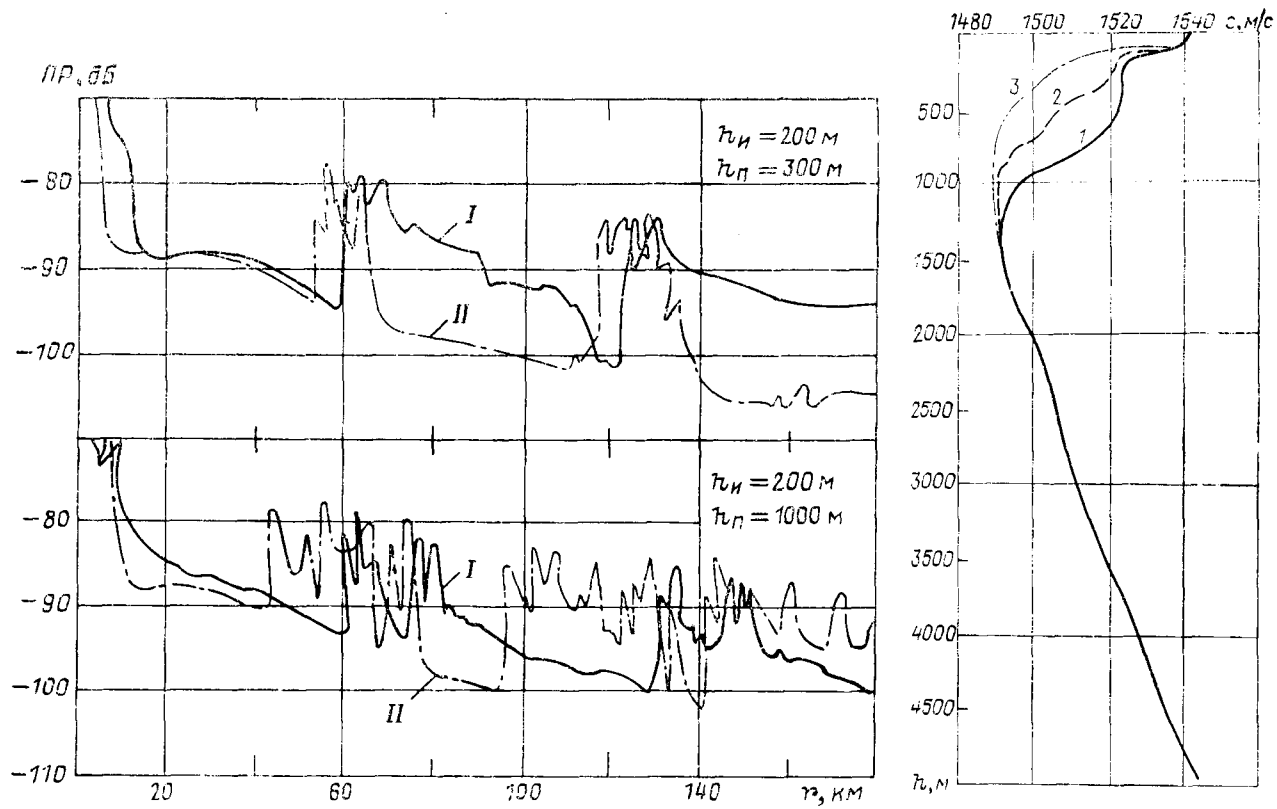


Рис. 72. Потери при распространении звука в ДЗАО

I — для ВРСЗ на правой границе (1), II — в середине правой части (2) и в центре (3) вихря; $h_{л}$ — глубина погружения излучателя; $h_{п}$ — глубина погружения приемника

Если изменчивость параметров акустического поля в масштабах климата и погоды частично описана применительно к ГЯ (см. § 13) и рассматривается в некоторых работах [48, 49, 52, 59], то оценка текущей акустической обстановки в методическом и техническом плане почти не освещена в литературе. В то же время специалисты по использованию ГАС в океане отмечают [24, 52, 57, 60], что дальность действия станции в одном районе может оказаться в шесть раз меньше или в два раза больше ожидаемой (или наоборот). Подчеркивается [32, 60], что среднее значение флюктуаций уровня сигнала в точке приема в открытом океане из-за микроструктуры среды и тонкой структуры акустического поля составляет не менее 5—6 дБ.

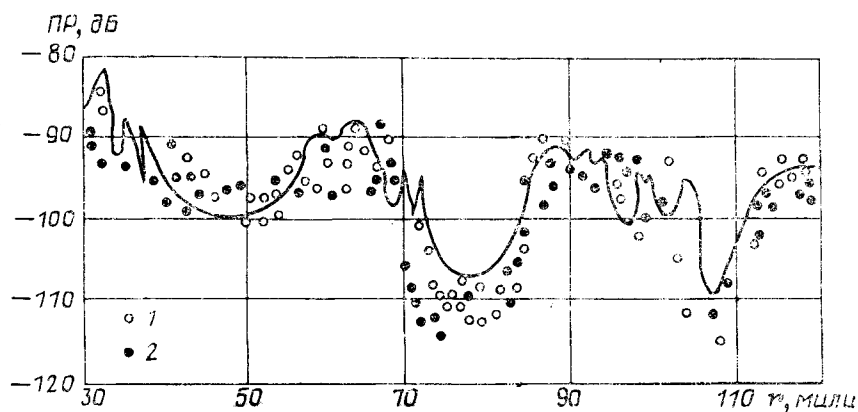


Рис. 73. Результаты измерения потерь при распространении звука во время удаления (1) и сближения (2) судов; кривой показаны результаты расчета по лучевой теории

Имеются многочисленные программы, позволяющие в принципе рассчитать детерминированное акустическое поле с любой степенью подробности на основе соотношений, приведенных в § 10 и 11. Но для расчета ВРСЗ со значительным числом элементов тонкой структуры потребуются, очевидно, мощные ЭВМ и неоправданно большой расход времени. С использованием одной из сокращенных программ В. А. Антоновым построена упрощенная лучевая картина (рис. 74), показывающая характер искривления траекторий акустических лучей, пересекающих слой с тонкой структурой.

Пример использования лучевого метода для оценки ТС акустического поля дан ниже. На рис. 75 представлены записи ВРСЗ, выполненные летом в Индийском океане при дрейфе судна со скоростью около 1 уз. На горизонтах 135, 155 и 185 м в слое скачка видны слои тонкой структуры. Слой на горизонте 185 м не изме-

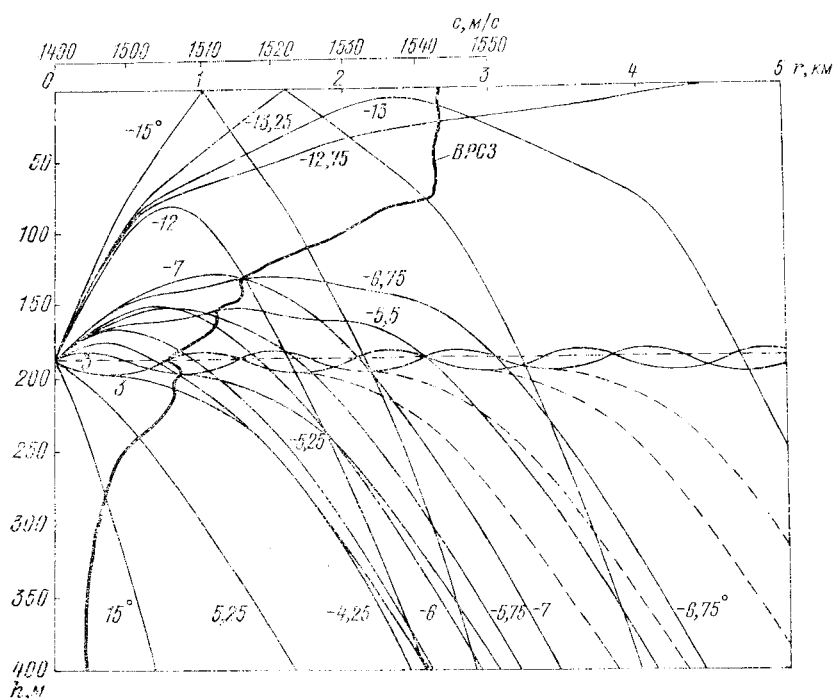


Рис. 74. Упрощенная лучевая картина для ВРСЗ, имеющего несколько слоев
Цифрами обозначены углы выхода в градусах

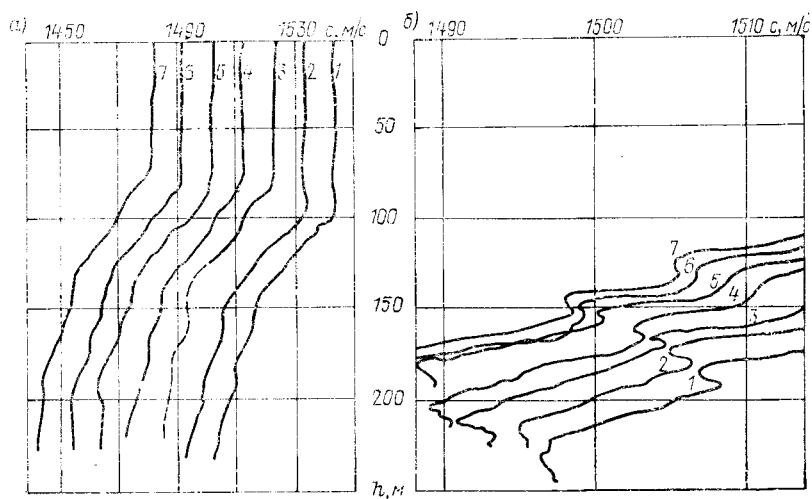


Рис. 75. Графики ВРСЗ по грубой (а) и точной (б) шкале
— 7 — номера кривых

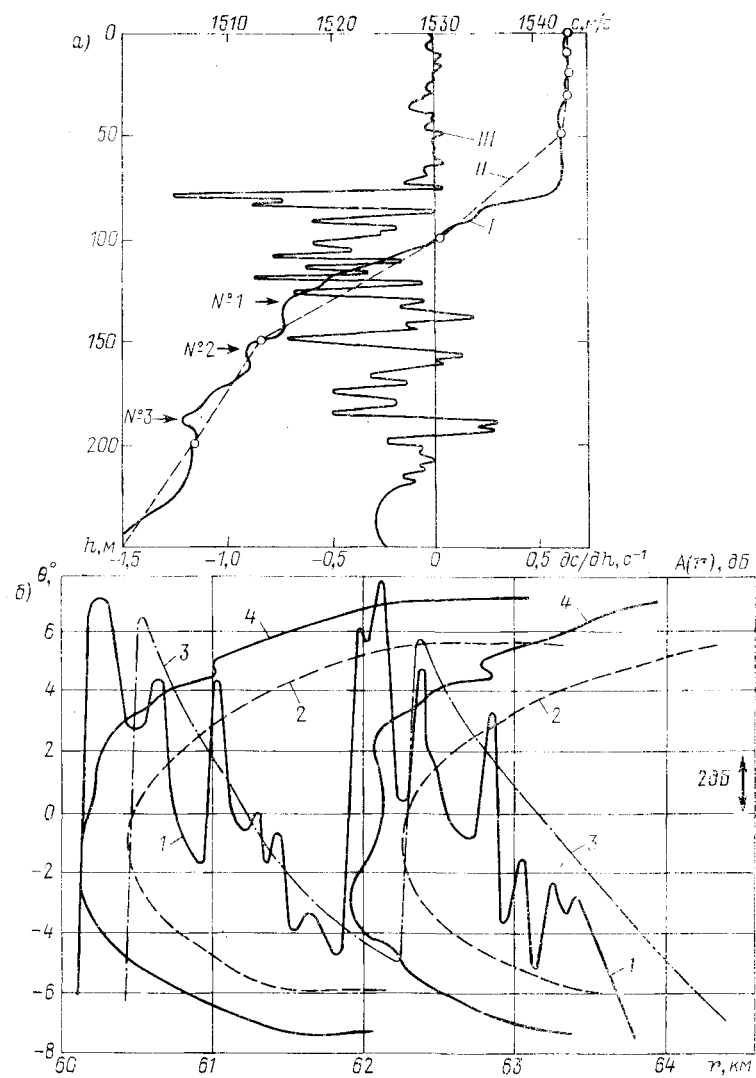


Рис. 76. Кривые измеренного ВРСЗ (I) со слоями ТС № 1, 2, 3 (а); аппроксимации ВРСЗ на стандартных горизонтах (II) и вертикального градиента (III), а также характеристики (б) акустического поля

1 — аномалия с учетом ТС (I); 2 — угловая структура без учета ТС (II); 3 — аномалия без учета ТС (II); 4 — угловая структура с учетом ТС (I)

няется практически в течение суточного срока наблюдений. Для определения ТС акустического поля непрерывные измерения ВРСЗ цифровались с дискретностью 2,5 м по глубине. Затем посредством полиномиальной интерполяции дискретного массива получалось непрерывное (до второй производной) ВРСЗ $c(h) \in c(z)$, аппроксимирующее измеренное распределение скорости звука по глубине (рис. 76). Заметно различие в ВРСЗ при использовании различной исходной информации: непрерывного зондирования (сплошная линия) и измерений на стандартных горизонтах (пунктирная линия). График градиента скорости звука dc/dh имеет весьма сложную структуру.

В рамках лучевого метода (см. § 10 и 11) проанализируем результаты моделирования угловых и энергетических характеристик поля в первой зоне конвергенции для случаев представления ВРСЗ и использования двух указанных видов исходной информации. Глубина океана в районе исследований составляла 5000 м, скорость звука у дна 1532,4 м/с. Горизонт оси подводного звукового канала соответствовал глубине 1200 м с минимальным значением скорости звука 1491,2 м/с.

Поместим источник звука на горизонт $h_{\text{и}} = 200$ м. Очевидно, что траектории звуковых лучей, вышедших вверх из источника, будут претерпевать локальные искажения, проходя через слои ТС (см. рис. 75). Максимальные искажения траекторий будут наблюдаться для тех лучей, точка заворота которых находится в слое тонкой структуры.

Вследствие этого слоистая структура будет оказывать основное влияние на пространственное распределение акустической энергии, которая распространяется по лучам, рефрагирующим в слоях. Этим явлением (кроме дифракционной составляющей акустического поля) можно частично объяснить наблюдаемые в экспериментах несколько большие протяженности ближних зон рефракции по сравнению с теоретическими расчетами, которые производятся в основном по данным о ВРСЗ на стандартных горизонтах.

На рис. 76 приведены расчетные зависимости углов скольжения канальных лучей на горизонте приема 120 м в первой ДЗАО от расстояния r . В случае ВРСЗ II угловая структура имеет плавный характер изменения, две хорошо идентифицируемые области каустик на дистанциях 60,44 и 62,28 км и охватывает диапазон углов $\pm 5,8^\circ$. Однако при тонкой структуре (ВРСЗ I) зависимость угловой структуры для всех конгруэнций лучей (за исключением вышедших из источника вниз и прошедших на горизонт приемника снизу) претерпевает локальные искажения, которые обусловлены ТС. В принятой модели было предположено сохранить ТС ВРСЗ I на дистанции не менее 65 км. При этом характерным оказывается появление в угловой структуре дополнительных каустик, расширение углового канального сектора до $+7,3^\circ$, формирующего ДЗАО, а также смещение начала этой зоны на 300 м в область акустической тени по сравнению со случаем ВРСЗ II.

Отличительные изменения в угловой структуре отразятся на энергетических характеристиках звукового поля. На рис. 76, б показаны зависимости аномалии распространения $A(r)$ для двух рассматриваемых случаев. При ВРСЗ II наблюдается хорошо известная энергетическая структура в зоне конвергенции, характеризующаяся двумя максимумами (при равных глубинах погружения источника и приемника звука) в областях каустик и последующим экспоненциальным спадом звуковой энергии от каждой из них. В случае же использования ВРСЗ I при сохранении общей картины видны значительные пространственные флюктуации уровня звукового поля, наличие дополнительных областей каустик, обусловленные влиянием ТС. Более быстрый спад поля как от каждого локального максимума, так и в конце ДЗАО вызван пологими, почти горизонтальными участками в угловой структуре и расширением общего углового сектора канальных лучей.

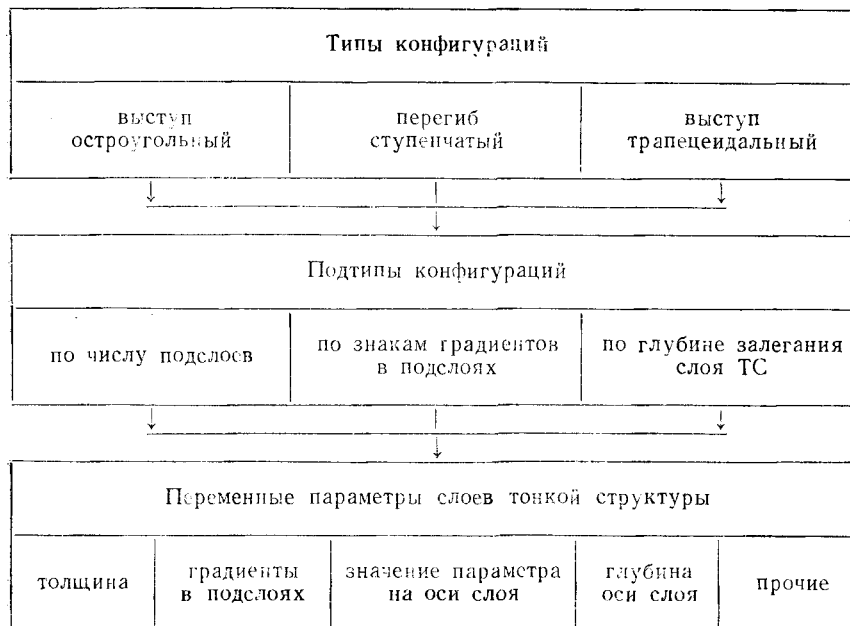


Рис. 77. Характеристики конфигураций тонкой структуры ВРСЗ.

Таким образом, идентификация сложной тонкой структуры термоклина, совершенствование моделей верхнего деятельного слоя неоднородного волновода, а также возможность расчета элементов звуковых полей в рамках лучевого метода позволяют проводить качественные оценки акустического поля при наличии ТС.

Делаются попытки оценить с использованием волновых методов влияние ТС на фазу гидроакустического сигнала [26, 62].

Отмечается, что ТС поля скорости звука приводит к разделению фазы акустического поля на регулярную и случайную компоненты. Сравнение теории и эксперимента показало возможность проведения уточненных расчетов параметров ДЗАО при наличии ТС ВРСЗ. Расстояние до границ ДЗАО оказывается меньше расчетного.

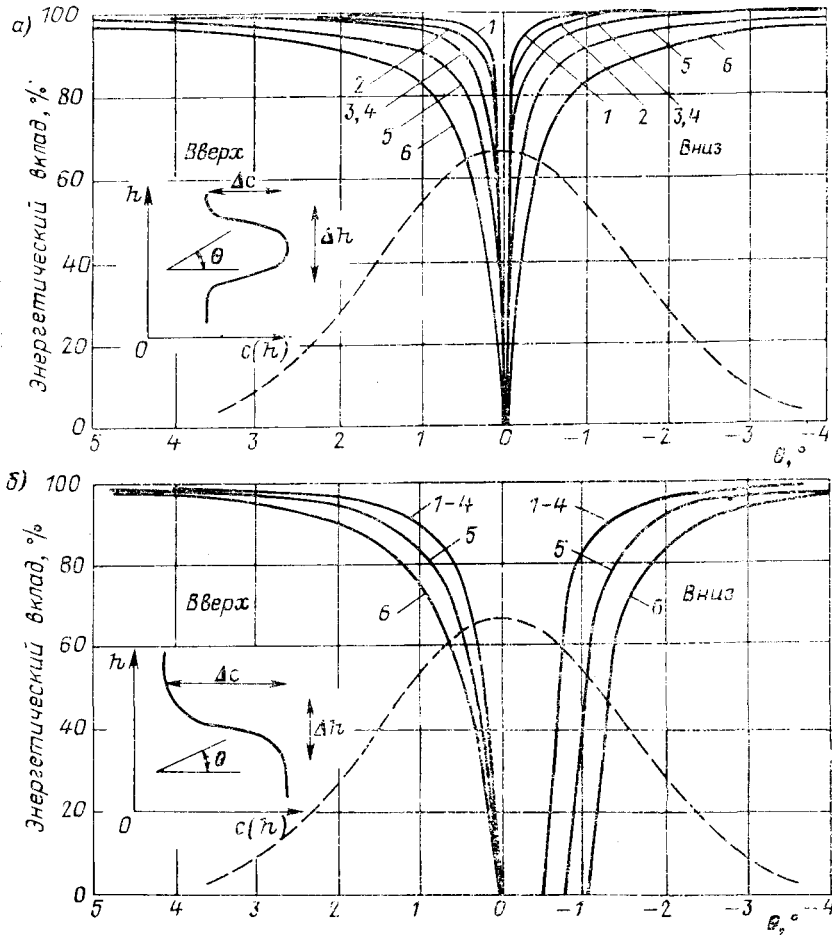


Рис. 78. Энергетический вклад лучей в акустическое поле в случае микроканала (а) и слоя скачка (б) в зависимости от отношения толщины слоя h к длине волны λ при разных Δc

Кривая	1	2	3	4	5	6
$\Delta h/\lambda$	0,375	0,75	1,50	3,00	0,375	0,375
Δc	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,4

Аналитические выражения для оценки влияния ТС ВРСЗ на ТС акустического поля пока не найдены. В связи с этим идет поиск приближенных формул, которые основываются на следующем.

Для кривых ВРСЗ с тонкой структурой (см. рис. 9, 10, 75, 76) ее конфигурации можно систематизировать по методике, предложенной на рис. 77. Два основных вида таких конфигураций (микрочанал и микроскачок) исследуются с целью определения вида функции L_h относительного изменения интенсивности сигнала в точке приема на заданном расстоянии в зависимости от геометрии источника — приемника для любой произвольной глубины. В качестве параметров оценки (рис. 78) выбираются: энергетический вклад (равный единице минус коэффициент отражения в зависимости от угла θ от вертикали); ширина слоя h (полуширина σ); перепад скорости звука Δc .

Значение L_h для случая микроскачка предлагается определять по формуле [71]

$$L_h = -[ar^2/\sigma^2 R(h_n/\sigma, h_p/\sigma)] \text{ Нп,} \quad (74)$$

где $a = -\Delta c_{\max}/c_0$; c_0 — среднее вертикальное значение скорости звука в районе микроскачка; r — расстояние до заданной точки (приемника); h_n и h_p — глубина источника и приемника относительно любого произвольного горизонта; R — функция, определяемая по формуле [71]:

$$R(h_n/\sigma, h_p/\sigma) = \left\{ \frac{\sqrt{2\pi}}{(h_n/\sigma - h_p/\sigma)^2} \left[\frac{\exp(-h_n^2/2\sigma^2)}{\sqrt{2\pi}} + \frac{\exp(-h_p^2/2\sigma^2)}{\sqrt{2\pi}} - \frac{1}{h_n/\sigma - h_p/\sigma} \left(\frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-h_n/\sigma}^{h_n/\sigma} \exp\left(-\frac{x^2}{2}\right) dx - \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-h_p/\sigma}^{h_p/\sigma} \exp\left(-\frac{x^2}{2}\right) dx \right) \right] \right\}. \quad (75)$$

При $h_n = h_p = 0$ (на глубине расположения Δc_{\max}) $R(0, 0) = -1/6$. Это максимальное относительное изменение интенсивности для выбранной точки с известными значениями координат r и h (Δc_{\max}).

Для симметричного микрочанала полутолщиной H в работе [71] предлагается использовать формулу

$$L_{hH} = \alpha r^2/3H^2 \text{ Нп,} \quad (76)$$

которая справедлива при расположении излучателя и приемника на оси слоя. Здесь предельное значение $R(0, 0) = -1/3$.

Результаты расчетов по формулам (74) и (76) достаточно близко совпали с данными экспериментов (табл. 24) для слоев ТС со средней толщиной 5–6 м при градиентах температуры 0,06–0,1 °С/м и со спектром пространственной частоты 0,1–1 кол/м.

Таблица 24

Значения коэффициентов вариации сигнала на различных расстояниях от источника при наличии стабильных слоев ТС в Чукотском море

r, м	R, м	Коэффициент вариации для частоты, кГц				
		10	20	30	40	60
<i>15 апреля 1974 г. *</i>						
42	12	0,29	0,17	0,16	0,17	0,17
42	12	0,39	0,15	0,14	0,14	0,18
482	42	0,45	0,51	0,62	0,79	0,91
482	42	0,34	0,66	0,62	0,65	0,76
482	70	0,34	0,42	0,52	0,58	0,65
482	70	0,38	0,63	0,67	0,77	0,86
764	42	1,03	1,10	1,07	1,09	1,09
764	42	0,81	0,84	1,02	1,14	1,52
764	70	0,48	0,51	0,76	0,93	1,03
1041	42	1,16	1,21	1,05	1,33	1,12
1041	42	0,94	1,40	1,36	1,50	1,36
1041	70	0,94	1,08	1,01	1,03	1,06
1041	70	0,65	0,84	0,64	0,90	0,85
1317	42	1,30	1,40	1,39	1,39	1,10
1317	42	1,06	1,27	1,30	1,35	1,25
1317	70	0,80	0,91	0,70	0,82	0,90
1317	70	0,78	1,10	1,24	1,38	0,78
<i>18 апреля 1974 г.</i>						
42	12	0,32	0,18	0,14	0,15	0,18
42	12	0,27	0,21	0,11	0,17	0,10
193	70	0,29	0,23	0,14	0,14	0,18
193	69	0,30	0,32	0,14	0,16	0,23
193	68	0,28	0,30	0,15	0,21	0,23
193	67	0,21	0,28	0,11	0,15	0,29
364	60	0,25	0,27	0,20	0,26	0,25
364	59	0,30	0,38	0,20	0,23	0,27
364	58	0,28	0,31	0,19	0,23	0,25
364	57	0,23	0,40	0,29	0,31	0,32
550	60	0,36	0,28	0,28	0,38	0,52
550	59	0,43	0,39	0,54	0,72	0,86
550	58	0,33	0,47	0,79	0,80	0,78
550	57	0,48	0,68	0,77	0,83	0,87
733	60	0,65	0,76	0,77	0,92	0,83
733	59	0,69	0,76	0,83	0,78	0,97
733	80	0,40	0,60	0,60	0,76	0,96
733	79	0,52	0,53	0,57	0,64	0,71
* Дата проведения эксперимента.						

Как видно из изложенного, специалисты ведут активный поиск путей определения причин изменчивости и статистических характеристик акустического поля в океане во всех масштабах и на всех уровнях. При этом важное место отводится дистанционному контролю окружающей среды и условий распространения звука на дистанциях до 5—10 тыс. км [67].

§ 15. Определение условий распространения звука

Факты значительного изменения дальности действия ГАС в океане установлены очень давно. Во многих случаях объяснены и основные причины этого [24, 27, 52, 57, 60].

Требования, предъявляемые к гидроакустическим средствам наблюдения, обнаружения, связи, телеметрии, дистанционного управления и др., заключаются в обеспечении их высокой эффективности. Это достигается путем получения в данной обстановке максимальной дальности действия, приближающейся к потенциально возможной.

Основа выполнения такого требования состоит в точном определении параметров окружающей среды, оценке условий распространения звука и последующем выборе горизонтов расположения антенн, рабочих частот станций, углов наклона и других параметров характеристики направленности, обеспечивающих наименьшее значение потерь при распространении гидроакустических сигналов.

Главными препятствиями при его выполнении являются большая изменчивость параметров окружающей среды (см. гл. I и II) и несовершенство методов расчета уровня и фазы сигнала в точке приема с учетом этих параметров (см. гл. III). Делаются попытки частичного преодоления этих трудностей за счет систематизации данных в рамках ГЯ (см. § 13) и различных масштабов изменчивости акустического поля (см. § 14).

На основе такой систематизации с использованием моделей акустического поля (см. гл. III) производят предварительные оценки ожидаемой дальности действия ГАС и уточняют возможные отклонения рассчитываемой величины. В ряде работ [52, 60] такие операции называют прогнозированием дальности действия ГАС.

Можно считать, что в настоящее время сложились три основных метода оценки ожидаемой дальности действия ГАС в океане:

— по ретроспективной информации, сосредоточенной в атласах, пособиях, руководствах, в памяти ЭВМ центров сбора океанографической информации и в банках акустических данных [49]:

— по гидрометеорологической и океанографической информации, собираемой с больших площадей океана в целях прогнозирования погоды, выбора оптимальных маршрутов движения судов;

— по результатам непосредственных измерений на судне параметров окружающей среды и неоднородностей поля скорости звука.

Зарождающимся в наши дни направлением [24] является обес-

печение автоматической адаптации параметров ГАС к состоянию окружающей среды за счет обработки результатов измерений океанографических и гидроакустических характеристик в реальном масштабе времени.

Примером использования первого метода является предварительное определение факта наличия ДЗАО и некоторых его пара-

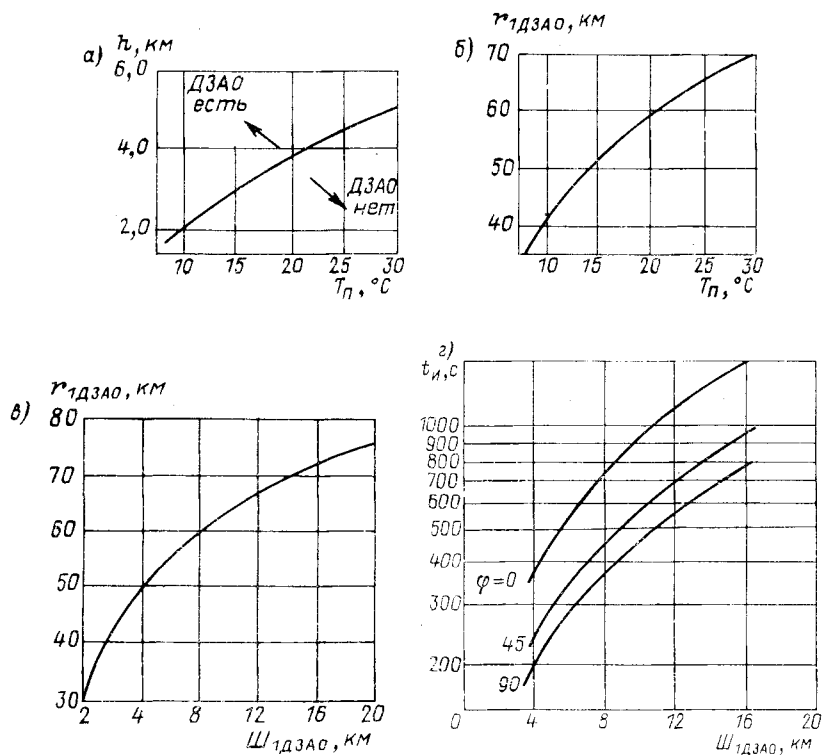


Рис. 79. Определение параметров дальних зон обнаружения в океане и результатов их использования в работе ГАС: а — факт наличия (отсутствия) ДЗАО; б — расстояние до первой ДЗАО ($r_{1ДЗАО}$); в — ширина первой ДЗАО ($Ш_{1ДЗАО}$); г — время интегрирования сигнала $t_{ин}$, приходящего из первой ДЗАО, в зависимости от курсового угла φ при скорости движения поискового судна 15 уз и обнаруживаемого объекта 25 уз

T_n — температура воды на поверхности

метров в заданном районе океана (рис. 79) по температуре воды на поверхности и глубине места, выбираемых из пособий [7, 69]. Данные используются для обоснования технических характеристик станций (рис. 79, г) и других целей. Результаты расчета по первому методу содержатся в специальных пособиях и руководствах. При их практическом применении важно помнить следующее.

Если, например, взятая из атласа [7, 69] кривая отражает наиболее вероятное ВРСЗ за 90 сут на площади 110×110 км, то и рассчитанная по этой кривой дальность будет наиболее вероятной дальностью действия ГАС именно для этого сезона года, осредненной за указанный интервал времени в пределах той же площади заданного географического района. Такой метод в очень редких случаях может полностью удовлетворить требованиям специалистов.

Применение второго метода можно рассмотреть на основе методики, принятой в США и опубликованной в работах [29, 60]. Ее сущность состоит в том, что прогноз наблюдаемости объектов гидроакустическими средствами является элементом прогноза окружающей среды.

Все сведения об окружающей среде из мировых центров сбора гидрометеорологической и океанографической информации, от соответствующих министерств и ведомств США, а также данные о вероятности обнаружения подводных объектов концентрируются в Центре численных прогнозов погоды (г. Монтерей, шт. Калифорния), который работает на основе акустических моделей, аналогичных рассмотренным в гл. III.

Таблица 25

Параметры среды, измеряемые Центром численных прогнозов погоды США

Параметры поверхности океана *	Район океана	Пространственный масштаб, миль
Ветер и давление атмосферное на уровне моря	0—90° с. ш.	100
	0—90° ю. ш.	200
Ветер, температура, влажность планетарного пограничного слоя	Средиземное море	25
	0—90° с. ш.	200
Температура и волнение на поверхности	0—90° с. ш.	100
	Гольфстрим	200
	Средиземное море	25
	Куро-Сиво	50
Спектральная энергия; высота волнения на поверхности	0—90° с. ш.	200
	Средиземное море	25

* Прогноз дается на трое суток.

Примечания. 1. Периодичность измерений параметров — 6 ч. 2. Параметры внутренних слоев океана (течения, температура на горизонтах 30, 60, 90, 120, 180, 240 и 360 м и глубина нижней границы ППЗК) в широтах 0—90° с. ш. измеряются с периодичностью 6 ч. 3. Прогноз параметров внутренних слоев океана дается на сутки в пространственных масштабах около 200 миль.

Прогнозирование ожидаемой дальности действия ГАС осуществляется на несколько сроков. Долгосрочный прогноз (5 сут и более) выполняется на основе ретроспективных данных и собранной

Таблица 26

Основные требования к параметрам наблюдений за изменчивостью гидроакустических полей в Мировом океане

Параметр наблюдения и соответствующее оборудование	Изменчивость акустического поля		
	климатическая (междугодовая, сезонная)	погодная (синоптическая, мезомасштабная)	текущая (мелкомасштабная, низкомасштабная)
Общая длительность, с	$3 \cdot 10^7 - 1,5 \cdot 10^9$	$9 \cdot 10^6 - 3 \cdot 10^7$	$3 \cdot 10^5 - 3 \cdot 10^6$
Дискретность выборок данных, с	$3 \cdot 10^3 - 2 \cdot 10^6$	$9 \cdot 10^4 - 1,5 \cdot 10^5$	$3 \cdot 10^{-1} - 6 \cdot 10^2$
Время интегрирования, с	$3 \cdot 10^5 - 9 \cdot 10^{-5}$	$5 \cdot 10^4 - 1 \cdot 10^5$	$3 \cdot 10^{-2} - 3 \cdot 10^2$
Оборудование для наблюдений:			
океанографическое	Стандартные гидрологические приборы на береговых станциях, платформах и судах	Стандартные приборы на платформах и судах, буи, опускаемые зондирующие датчики, океанографические спутники, якорные станции	Опускаемые, буксируемые и обрывные датчики температуры, солёности, течений и др., используемые с кораблей и летательных аппаратов
акустическое	Стационарная аппаратура различных гидроакустических полигонов, трасс, станций СОФАР и др.	Радиоакустические буй, мобильные якорные станции, дрейфующие станции, поплавки нейтральной плавучести, приборы гидроакустических судов	Опускаемые, буксируемые, обрывные, всплывающие измерители скорости звука и приемники акустических сигналов в воде и грунте, используемые с кораблей, судов, самолетов и вертолетов

информации. Краткосрочный прогноз (до 48 ч) осуществляется на основе собранной информации и по данным, поступающим от кораблей и соединений, действующих непосредственно в районе, для которого составляется прогноз. Основные параметры окружающей среды, которые необходимо измерять для обеспечения таких прогнозов, и сроки наблюдений перечислены в табл. 25.

Операторы Центра численных прогнозов готовят и рассылают по телевизионным и фототелеграфным каналам карты-схемы, содержащие данные о районах и толщине ППЗК, характеристики слоя скачка скорости звука, информацию о ПЗК и ДЗАО. На схемах иллюстрируются графики потерь распространения звука на различных частотах (рис. 80, *а* и *б*) и графики соответствующих ВРСЗ (рис. 80, *в*). Кроме этого, выдаются рекомендации о глубинах опускания и буксировки антенн ГАС, горизонтах установки гидрофонов РГБ и др.

Дискретность выборок данных, время их накопления и обработки и интервалы выдачи результатов должны отвечать изложенным в табл. 26 требованиям (табл. 26 составлена по материалам табл. 2, 4, 5, 7 и 23). Однако из-за недостаточности точек наблюдений в удаленных от берега районах океана и малой разрешающей способности аппаратуры, установленной на спутниках [21, 22, 37], оценка условий распространения гидроакустических сигналов на больших глубинах выполняется с ограниченной точностью.

Специальная организация долгосрочного и краткосрочного акустического прогнозирования в открытых частях океанов из-за необходимости размещения большого числа обычных точек океанографических наблюдений связана пока с колоссальными затратами [21, 22, 29, 32, 37, 56].

Разработка и внедрение в практику третьего метода были обусловлены тем, что изменчивость акустического поля в текущем масштабе (см. табл. 2, 5, 7, 26) оказалось невозможным контролировать первым и вторым методами, а фактическая дальность действия ГАС в конкретной географической точке за время поиска и обнаружения объекта может измениться (как уже отмечалось) в два—пять и даже более раз. Оценка ожидаемой дальности действия ГАС по результатам непосредственных измерений на судне параметров окружающей среды и ВРСЗ более подробно рассмотрена в гл. V.

Специалисты, занимающиеся проектированием гидроакустической аппаратуры, планированием ее возможностей или непосредственным использованием в океане, применяют один из рассмотренных методов либо любую их комбинацию. На точность расчета ожидаемой дальности действия ГАС непосредственно влияет погрешность определения потерь при распространении звука в зависимости от расстояния.

Используя вычислительную технику и средства, связи любой из указанных трех методов можно применить либо в береговых центрах, либо на судне. Но предпочтение почти всегда отдается их комбинациям. Правильному выбору могут способствовать резуль-

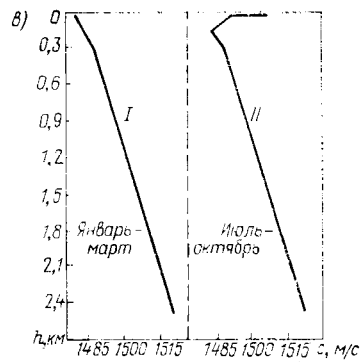
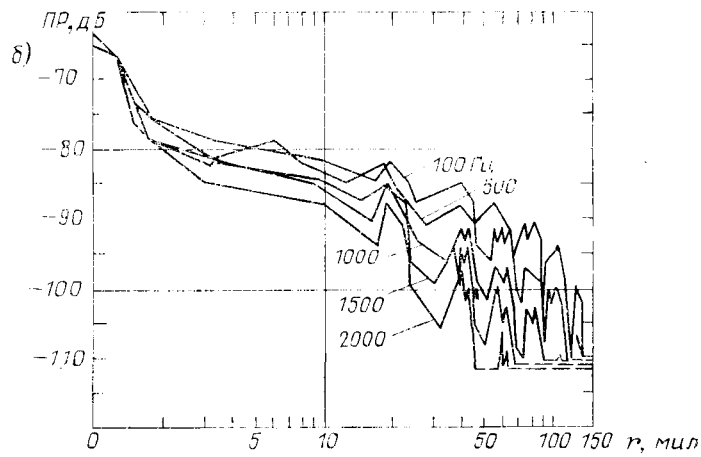
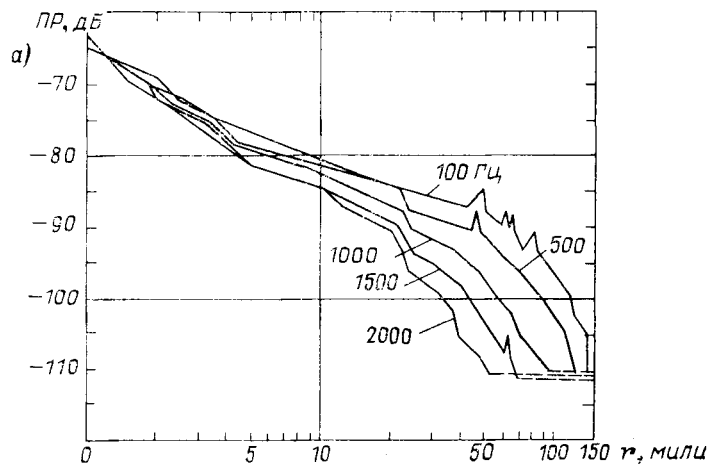


Рис. 80. Пример долгосрочной оценки ожидаемых значений потерь при распространении звука в Средиземном море (глубина 2800 м, дно слабопоглощающее), выполненной в Центре численных прогнозов США для зимнего (а) и летнего (б) сезонов по соответствующим (I и II) осредненным кривым ВРСЗ (в)

Таблица 27

Сравнительная оценка берегового и корабельного методов прогнозирования ожидаемой дальности действия и выбора оптимальных режимов использования гидроакустической техники в океане

Место подготовки прогноза	Преимущества метода	Недостатки метода
Береговые центры	Выдача рекомендаций в готовом виде Значительная заблаговременность выдачи данных и большие площади охвата Отсутствие необходимости в установке на кораблях специальной аппаратуры и вычислительной техники	Возможность подавления противником каналов передачи информации Несоответствие площади района прогнозирования дальностям действия станции Невозможность получения прогноза в любой момент Недостаточные оправдываемость по срокам и репрезентативность
Штабы соединений, отдельные корабли и суда	Скрытность и автономность Соответствие ожидаемым дальностям действия станций Высокая оправдываемость вследствие возможности выполнения прогноза в любой нужный момент	Ограниченность по площади и срокам объема и качества рекомендаций Необходимость проведения больших объемов вычислений Необходимость размещения на кораблях специальной измерительной аппаратуры и вычислительной техники

таты, представленные в табл. 27, сведения, изложенные в работах [7, 29, 53, 69], и материалы гл. V.

В работе [65] проведен анализ ошибок прогнозирования дальности действия ГАС в случае плавного изменения уровня сигнала. Отмечено, что ошибки растут, когда график потерь распространения меняется медленно и постепенно становится горизонтальным. На частоте 100 Гц ошибка в 1 дБ дает максимальную погрешность оценки ожидаемой дальности действия ГАС в 23 %. На расстоянии 100 км и при рабочей частоте 1 кГц максимальная погрешность составляет 10 % на 1 дБ ошибки в определении потерь распространения. Более подробные сведения об этих зависимостях представлены на рис. 81.

Из-за отсутствия аналитических выражений, связывающих уровень сигнала в точке приема с формой ВРСЗ и характером неоднородностей поля скорости звука, отпадает возможность непосредственно оценить погрешность расчета ожидаемой дальности действия ГАС для кривых ВРСЗ, имеющих небольшие отклонения. Делается

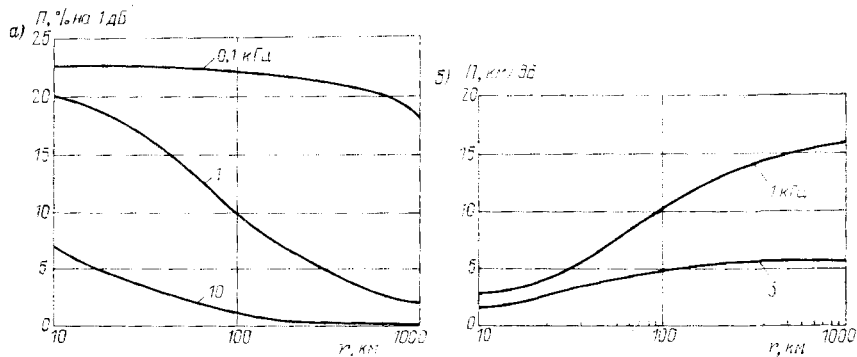


Рис. 81. Погрешность в определении ожидаемой дальности действия ГАС, рассчитанная в процентах (а) и километрах (б) на 1 дБ изменения потерь при распространении звука в зависимости от частоты

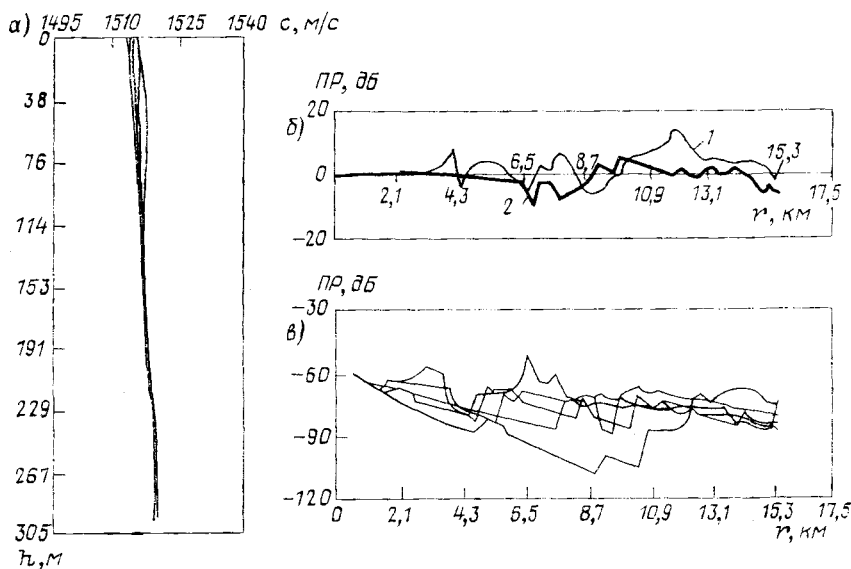


Рис. 82. Возможности использования лучевого метода для оценки степени влияния малых изменений ВРСЗ (а) на отклонение (б) значений потерь при распространении звука в частном случае (1) от величин (2), соответствующих усредненной сглаженной кривой ВРСЗ, и построения графика для всех частных случаев (с)

это либо путем расчета с использованием моделей, либо методом малых возмущений [63, 73].

Применение последнего показало (рис. 82), что даже самые незначительные изменения ВРСЗ приводят к разбросу потерь при распространении звука в зоне освещенности на несколько децибел. Такие погрешности в значениях ПР могут дать ошибки при

оценке ожидаемой дальности действия ГАС в десятки процентов (см. рис. 81).

Изложенные выше обстоятельства еще раз позволяют подчеркнуть особую необходимость тщательного измерения параметров среды при долгосрочном, краткосрочном и текущем прогнозировании и их систематического дистанционного контроля с заданной дискретностью в пространстве и времени (см. табл. 26).

Таблица 28

Предельные возможности и характерные масштабы применения различных методов контроля условий распространения звука в океане (по материалам зарубежной печати)

Параметр	Контроль условий распространения звука	
	с гидроакустических судов	с гидроакустических полигонов
Масштаб изменчивости полей	{ Текущий Погодный	Текущий Климатический
Пространственный интервал, км	{ 1—10 100—1000 $10^2—10^3$	{ 1—50 500—5000 $10^{-2}—10^{-1}$
Точность определения координат излучателей и приемников, м	{ $10^{-3}—2 \cdot 10^3$	{ 1— 10^3
Длительность непрерывных наблюдений	{ Минуты — часы Сутки — недели	Секунды — минуты Месяцы — годы
Глубина размещения, м: излучателей	{ 10—400 10—2000	{ 1—200 1—6000
Рабочие частоты, Гц	{ $2 \cdot 10^3—2 \cdot 10^5$ $10^2—2 \cdot 10^4$	{ $10^3—10^5$ 0,1— 10^4
Уровень помех	Шумы, создаваемые судном; движение приемника и поддерживающего кабеля в воде	Шумы моря, от судоходства и прибрежных промышленных предприятий; сейсмические шумы

Однако организовать стационарную сеть наблюдений в глубоководном районе размером 1000×1000 км с учетом требований, представленных в табл. 2, 4, 7, 23, 27, практически невозможно. Вряд ли на современном уровне техники можно произвести одновременное зондирование такого района до глубин 800—1000 м обрывными, опускаемыми и буксируемыми приборами. Что касается точности расчета потерь при распространении звука в 1—2 дБ, то с учетом изложенного репрезентативность ВРСЗ, измеренного в конкретной географической точке, в большинстве случаев вряд ли превысит 1—2 ч в объеме столба воды радиусом 5—10 км.

Вот почему обеспечить оценку ожидаемой дальности действия ГАС с погрешностью менее 10—20 % в открытых районах океана можно лишь путем применения специальных методов, связанных с прямыми измерениями параметров сигналов. К ним относятся методы контроля условий распространения звука, проводимого с гидроакустических судов и полигонов (табл. 28), и метод акустической томографии [67].

Последний предназначен для дистанционного контроля расположения границ неоднородностей поля скорости звука в океане по трассам распространения гидроакустических сигналов. Его сущность заключается в решении обратной задачи гидроакустики — восстановлении профилей ВРСЗ по результатам измерения времени запаздывания сигналов по каждому отдельному лучу.

Практическая реализация метода состоит в установке на границах контролируемого района вертикальных антенн (цепочек) с большим числом излучателей и приемников звука. В расчетном центре анализируются изменения времени запаздывания сигнала по каждому лучу и решается система линейных уравнений. Разрешающая способность метода растет с увеличением числа излучателей, приемников и анализируемых лучей, распространяющихся между ними.

Проверка показала [67], что метод акустической томографии можно реализовать в настоящее время на дистанциях 500—1000 км. Это обеспечит непрерывный контроль местоположения границ циклонических (антициклонических) вихрей Гольфстрима и синоптических вихрей в океане, а также крупномасштабных неоднородностей поля скорости звука. Предполагается, что акустическая томография позволит снизить расходы на многочисленные океанографические измерения.

Глава V ОЦЕНКА ОЖИДАЕМОЙ ДАЛЬНОСТИ ДЕЙСТВИЯ ГАС

§ 16. Измерение скорости звука в воде и грунте

Во всех масштабах изменчивости акустического поля океана — климатическом, погодном и текущем — оценка соответствующих ожидаемых значений дальности действия ГАС начинается с определения характеристики поля скорости звука.

Для выполнения текущих оценок и корректирования результатов краткосрочных прогнозов используются непосредственные измерения значений ВРСЗ в точке, а иногда и по трассе распространения сигналов. При проведении исследований и испытаний,

акустической калибровке районов океана и в других случаях проводятся измерения скорости звука в грунте.

В настоящее время для этих целей почти повсеместно применяется аппаратура с импульсно-циклическими датчиками. Запись результатов осуществляется в виде графиков на лентах самописцев, в цифровом виде на перфоленке, непосредственно на регистрах ЭЦВМ. Данные передаются по кабельным и проводным линиям, по радио- и гидроакустическим каналам связи.

Принцип действия, устройство и технические параметры такой аппаратуры достаточно подробно рассмотрены в работах [14, 27,

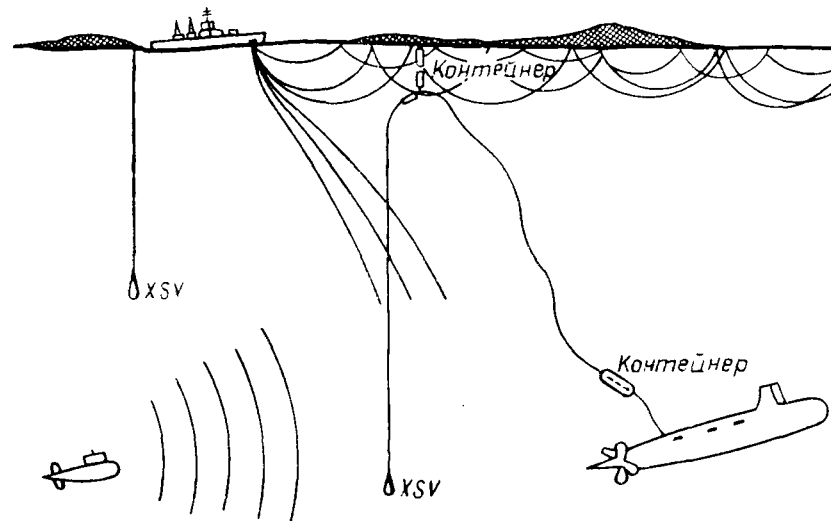


Рис. 83. Схема измерения ВРСЗ с надводных кораблей (слева) и подводных лодок (справа) с помощью зондов XSV

В верхней части показаны траектории лучей для оценки дальности действия ГАС, построенные с использованием информации о ВРСЗ с зондов XSV в реальном масштабе времени. Разделение контейнера, всплывающего с подводной лодки, происходит на глубине 1—2 м от поверхности воды

44] и в монографии Г. Н. Серавина [40]. Скорость звука измеряется с подводных лодок в подводном положении и с надводных кораблей непрерывно в процессе их движения. Глубина измерений достигает 500—750 м, погрешность 10—15 см/с. Приборы имеют датчики с рабочей глубиной 11 км и точностью 5—10 см/с.

По мнению зарубежных специалистов, важной тенденцией развития аппаратуры для измерения параметров океанической среды является разработка и внедрение разовых датчиков [44], обеспечивающих получение информации в реальном масштабе времени без ограничения скорости маневрирования надводных кораблей и изменения рабочей глубины подводных лодок.

Появились сообщения об установке на подводных лодках аппаратуры SSXBT и XSV с всплывающими датчиками температуры

и скорости звука. Известно, что на надводных кораблях ВМС США и стран НАТО используется аппаратура ХВТ и SXВТ с температурными зондами Т-5 и Т-8, глубина измерения которых составляет 1830—1850 м, а также измеритель скорости XSV с обрывными зондами для измерения ВРСЗ и градиентов скорости звука до глубины 2000 м.

Аппаратура XSV (рис. 83) включает контейнер, показанный на рис. 84, проводную линию связи в виде герметичного многожильного микрокабеля и бортовые приборы с индикаторами и устройствами ввода измеряемых величин в корабельную БИУС или специальную ЭВМ для расчетов ожидаемой дальности действия ГАС.

Глубина погружения зонда от момента его выхода из контейнера определяется по времени и известной заранее скорости погружения. В датчике скорости звука используется импульсно-циклический метод, при котором измеряемый параметр пропорционален частоте следования импульсов в электроакустическом кольце, включающем гидроакустический преобразователь (ГАП), электронную схему (фильтр, мультивибратор, усилитель) и отражатель. Отражатель и ГАП закреплены на специальной конструкции, получившей название акустической базы (рис. 84, I). Она обеспечивает постоянство собственной длины при измерении окружающей температуры за счет применения материалов с различными коэффициентами температурного расширения. Частота следования импульсов в электроакустическом кольце непосредственно зависит от скорости распространения звука в воде, где размещена акустическая база.

Отличительные особенности конструкции акустической базы зонда XSV от уже известных образцов заключаются в особой форме отражателя (рис. 84, II) и новом устройстве ГАП (рис. 84, III). Отражатель сферической формы с радиусом кривизны R имеет сглаженную носовую оконечность с диаметром сглаживания d . Гидроакустический преобразователь диаметром D выполнен из керамики ЦТС. В качестве задней платы ГАП впервые используется керамика ЦТС, что позволяет уменьшить уровень вторичного отражения (помехи). Сферическая форма отражателя также способствует снижению уровней последующих средних отражений.

Отражатель от ГАП должен размещаться на расстоянии менее полутора радиусов зоны Френеля излучаемых колебаний, но более половины этого радиуса. Выбор значений радиуса кривизны отражателя, диаметра ГАП, толщины и диаметра задней пластины акустической базы зависит от уровня однократного (1τ) и двукратного (2τ) отражений.

В случаях, когда двукратное отражение больше заданного порогового уровня, происходит ложное срабатывание схемы электроакустического кольца. Если же однократное отражение меньше порогового уровня, схема кольца не срабатывает. В обоих случаях датчик скорости звука будет давать неправильные показания.

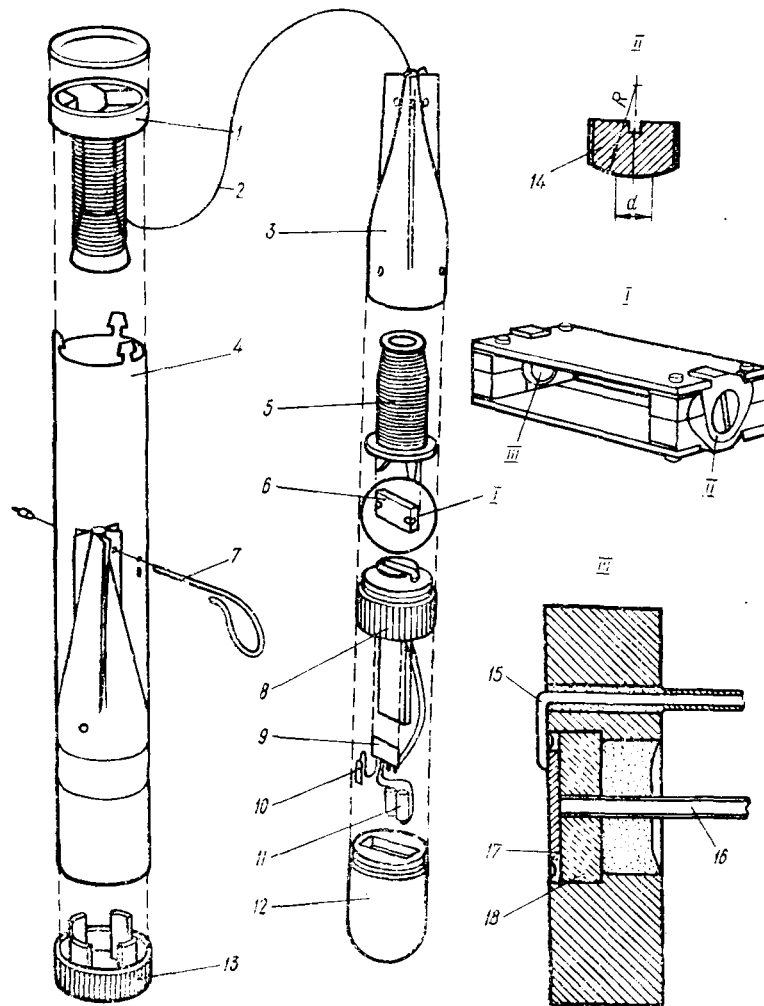


Рис. 84. Контейнер (слева) и зонд (справа) с разовым датчиком скорости звука

1 — корабельная катушка с микрокабелем; 2 — тонкий обрывной многожильный микрокабель; 3 — хвостовая часть зонда с оперением; 4 — корпус контейнера; 5 — катушка зонда с микрокабелем; 6 — импульсно-циклический датчик скорости звука; 7 — чека для освобождения зонда при использовании с надводного корабля; 8 — блок с электронными элементами; 9 — отдельная интегральная схема; 10 — включающий контакт; 11 — батарея электропитания; 12 — цинковая носовая оконечность зонда; 13 — крышка контейнера; 14 — отражатель; 15, 16 — электрические проводники; 17 — пластина гидроакустического преобразователя из керамики ЦТС; 18 — задняя плата преобразователя из пьезокерамики

Оптимальные значения R , d , D можно подбирать по графикам (рис. 85), предложенным в патенте США, опубликованном в 1977 г. Размеры задней платы можно определить из геометрических соотношений ГАП.

В аппаратуре XSV скорость погружения зонда составляет 5—6 м/с, размер акустической базы 2×26 мм. Пороговая схема включается обычно третьим полупериодом колебаний, уровень которого почти на 15 дБ больше амплитуды первого полупериода. Толщина пластины ГАП равна примерно половине длины излучаемых акустических волн. Отражатель выполнен из меди или другого пластичного материала, его радиус кривизны в три—шесть раз больше диаметра ГАП из ЦТС-5, причем $d = (1/8 \div 1/4) D$. Точность измерения ВРСЗ $\pm 0,25$ м/с.

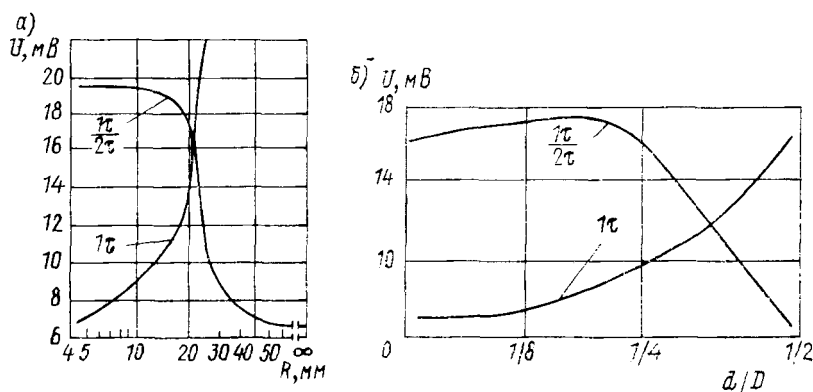


Рис. 85. Графики для выбора оптимальных значений радиуса R отражателя (а) и соотношений между диаметром D гидроакустического преобразователя и диаметром d сглаженного участка отражателя (б) в зависимости от уровней U однократно (1τ) и двукратно (2τ) отраженных сигналов, распространяющихся в акустической базе импульсно-циклического датчика скорости звука

Специалисты ВМС США отмечают, что непосредственное измерение ВРСЗ с надводных кораблей и подводных лодок в океане с помощью аппаратуры типа XSV гораздо лучше удовлетворяет требованиям по критерию стоимость — эффективность, чем измерения температуры воды с использованием температурных зондов ХВТ, АХВТ и SSXBT.

Во Франции предложен прибор для измерения ВРСЗ на кораблях ПЛО [14, 40]. В его зонде (рис. 86, б) по осевой линии сделан сквозной цилиндрический вырез, по которому проходит морская вода, обтекающая вставленную в цилиндр базу датчика скорости звука. База датчика содержит керамический акустический излучатель в виде плоского диска, прикрепленного к основанию из аралдита с помощью эпоксидной резины и смолы, а также отражатель, расположенный на расстоянии 5—15 см от излучателя.

Наружная поверхность последнего тщательно полируется и покрывается тонким слоем золота для защиты от коррозии и воздействия микроорганизмов.

Поверхность отражателя сделана выпуклой, чтобы уменьшить попадание отраженных паразитных или ложных сигналов на преобразователь. Регулировочный винт позволяет изменять длину базы.

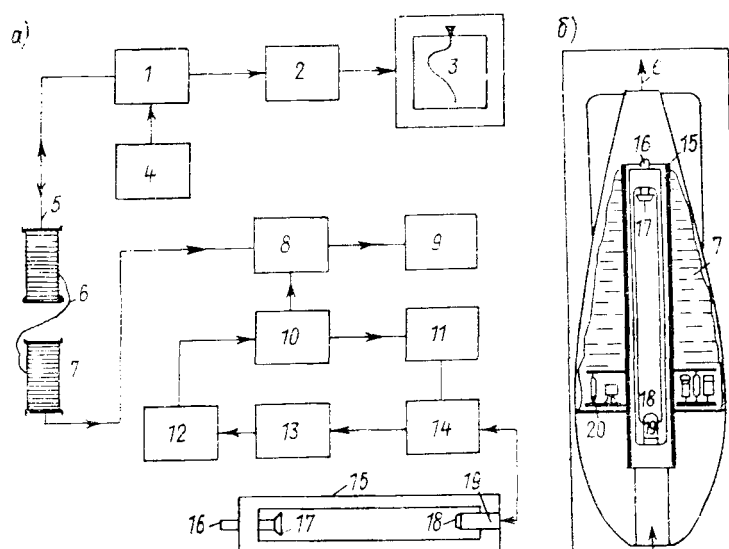


Рис. 86. Структурная схема (а) аппаратуры для измерения вертикального распределения скорости звука при движении корабля и разрез зонда (б)
 1, 8 — схема разделения постоянной и переменной составляющих напряжения; 2 — усилитель и преобразователь «частота — напряжение» постоянного тока; 3 — самописец; 4 — источник питания; 5 — бортовая катушка; 6 — микроампер; 7 — катушка зонда; 9 — схема контроля; 10 — мультивибратор; 11 — схема формирования и усиления импульса; 12 — схема синхронизации; 13 — усилитель; 14 — диодный ограничитель (коммутатор); 15 — корпус акустической базы датчика; 16 — регулировочный винт; 17 — отражатель; 18 — акустический преобразователь; 19 — основание излучателя; 20 — плата с электронными схемами

Блоки, расположенные в нижней части схемы, помещены в прочный корпус разового зонда (см. рис. 86, б). Частотный сигнал поступает от датчика в бортовую аппаратуру на схему преобразования «частота — напряжение», а оттуда — на перемещение пера двухкоординатного самописца по горизонтали. Каретка с пером перемещается по вертикали пропорционально скорости погружения зонда.

Схема зонда питается от источника постоянного тока (рис. 86, а) с борта корабля. Специальная схема обеспечивает разделение постоянной и переменной составляющих, т. е. передачу питания к датчику, а информационного сигнала — в бортовую аппаратуру.

Получаемые этой аппаратурой данные содержат подробную информацию о тонкой структуре поля скорости звука. Ввиду ее большого объема требуется значительное время для проведения оператором анализа без использования вычислительной техники. Задача еще более осложняется, если при текущем прогнозировании ожидаемой дальности действия необходимо выбрать слои с заданными параметрами, отвечающими требованиям уравнений (74) и (76).

Для автоматизации такого процесса А. С. Потаповым [10] была предложена схема классификации видов и типов конфигураций смены градиентов скорости звука в слоях тонкой структуры (рис. 87, а), разработаны и проверены алгоритм и программа их автоматического выбора при установленном значении их параметров. Характер выделения таких слоев показан на рис. 87, б и в. Как видно из формул (74) и (76), при расположении источника и приемника, например, на горизонте 3 м происходит дополнительная концентрация акустической энергии за счет микроканала, а при расположении источника и приемника, например, на горизонте 8,5 м возникают дополнительные потери при распространении гидроакустического сигнала за счет микроскачка.

Обычно при выполнении расчетов дальности действия ГАС значения скорости звука необходимо знать на фиксированных горизонтах, включающих глубины погружения излучающих и приемных антенн. Эти данные снимаются с бумажных лент самописцев с разрешающей способностью 0,2—2,0 м/с по скорости звука (0,05—0,1 °С по температуре) и 0,5—5,0 м по глубине [14]. В последние годы стали выпускать приборы, обеспечивающие передачу сигналов о скорости звука в ЭВМ в частотном виде в десятичном коде [14].

Требования к точности измерения кривых ВРСЗ в море зависят от требований к точности прогнозирования дальности действия ГАС. Формул, устанавливающих аналитические зависимости между ними, в настоящее время нет. Для каждого частного случая задача решается эмпирическим путем с учетом условий распространения звука. Ее конечный результат зависит также от технических параметров ГАС, горизонтов расположения источника и приемника звука (обнаруживаемого объекта) и ряда других факторов.

Специалисты по оценке ожидаемых дальностей действия ГАС предпочитают закладывать в расчеты данные о параметрах грунта, полученные *in situ*. При этом учитывается относительно малая временная изменчивость поля скорости звука в грунте (см. гл. II).

Приборы для измерения скорости звука на дне океана используются с исследовательских судов. Как следует из материалов иностранной печати [40], разработка измерителей, предназначенных для работы на больших глубинах, началась за рубежом более 20 лет тому назад. В настоящее время накоплен опыт эксплуатации приборов с неподвижной и подвижной акустическими базами,

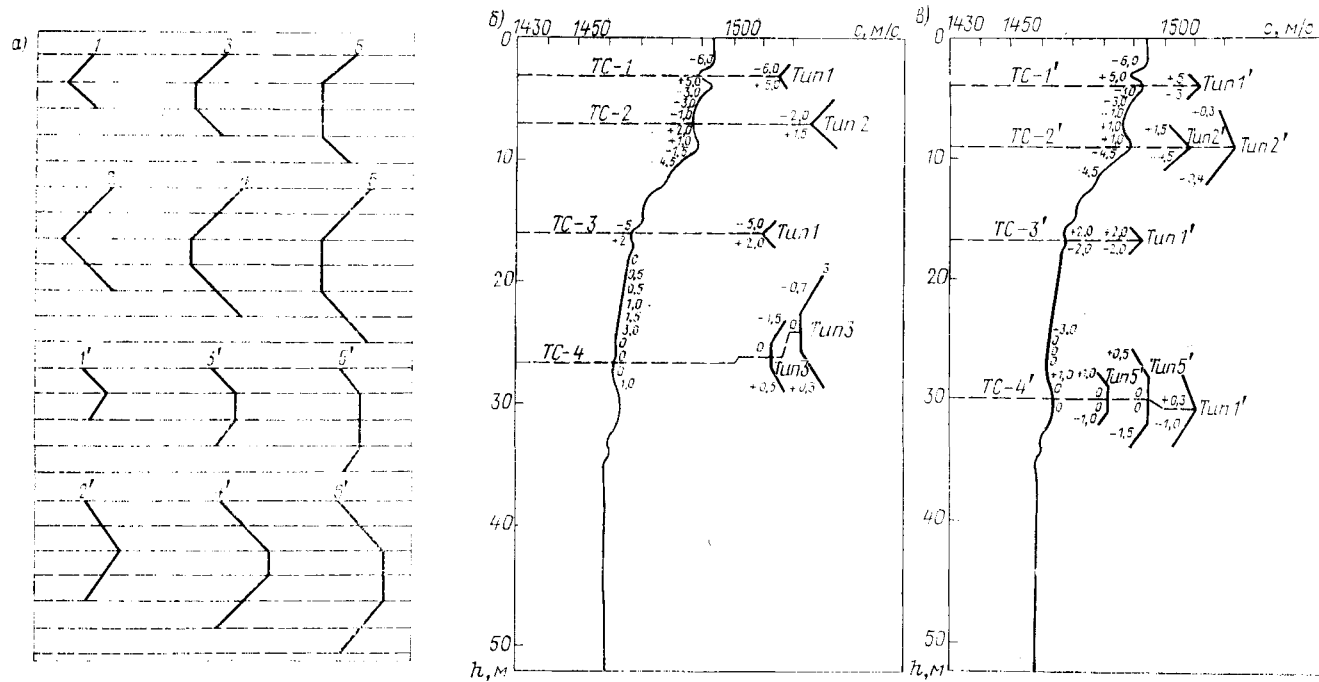


Рис. 87. Классификационные виды конфигураций смены градиентов скорости звука в слоях тонкой структуры (а) и их использование при аппроксимациях типами конфигураций (1—6) положительного (б) и (1'—6') отрицательного (б') видов

установленными в насадках на грунтовых трубках, а также на кронштейнах глубоководных аппаратов, автономных буйх и опускаемых с борта корабля конструкциях.

В приборах с неподвижной акустической базой применяется импульсно-циклический метод измерения скорости звука. Структурная схема, реализующая его, представлена на рис. 88, а. С задающего генератора прямоугольные импульсы поступают на ключевую схему, которая открывается видеоимпульсом синхрогенератора, управляемого сигналом, прошедшим через акустический приемник, предварительный усилитель и фильтр. С выхода блока, осуществляющего преобразование интервалов между импульсами

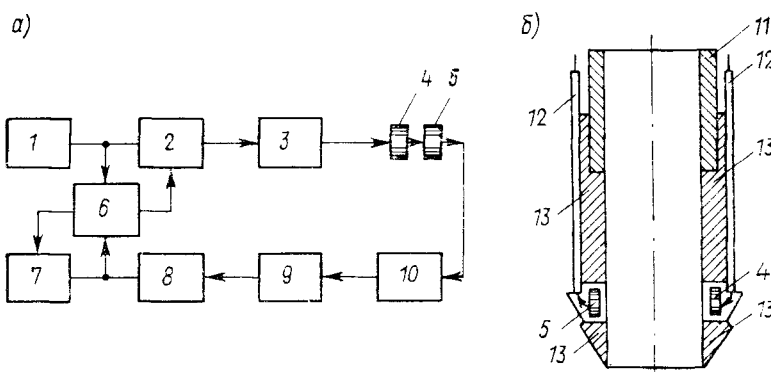


Рис. 88. Схема прибора для измерения скорости звука в грунте: а — с борта судна; б — насадка для грунтовой трубки

1 — задающий импульсный генератор; 2 — ключевая схема; 3 — усилитель мощности; 4 — излучатель; 5 — приемник; 6 — импульсный синхрогенератор; 7 — схема преобразования интервалов времени в напряжение; 8 — полосовой фильтр; 9 — предварительный усилитель; 10 — катодный повторитель; 11 — грунтовая трубка; 12 — кабель; 13 — насадка с акустическими преобразователями, навинчиваемая на грунтовую трубку

в напряжение, аналоговый сигнал поступает по кабелю в бортовую регистрирующую аппаратуру. В некоторых вариантах этой схемы импульсный интервал преобразуется в частотный синусоидальный сигнал, частота которого пропорциональна измеряемому значению.

Характерной особенностью прибора с акустическими преобразователями, установленными в насадке (рис. 88, б), является возможность измерения в реальных условиях непрерывно, по мере внедрения трубки в грунт. Такой способ позволяет существенно увеличить глубину зондирования по сравнению, например, с приборами, преобразователи которых установлены на кронштейнах. Благодаря использованию насадки со штатными грунтовыми трубками прибор несомненно получит широкое распространение на океано- и гидрографических судах.

Аппаратура, устанавливаемая в насадке, имеет такие технические данные: частоту заполнения импульса 190 кГц; мощность

в импульсе 15 Вт; коэффициент усиления катодного повторителя 3 дБ; расстояние между излучателями и приемником 63,8 мм; диаметр преобразователя 12,7 мм; объем электронных блоков, выполненных из интегральных узлов и твердых схем, 800 см³.

Связь между насадкой и бортовой аппаратурой осуществляется по трехжильному коаксиальному кабелю. При высоте колонки 9,28 м время внедрения трубки в грунт за счет свободного падения под действием силы тяжести составляет около 1 с. За этот промежуток схема (см. рис. 88, а) формирует и обрабатывает около 200 импульсов с разрешающей способностью между ними 51 мм.

В процессе морских испытаний кабельная линия связи была признана непригодной [2, 27]. Последующие модификации насадок для грунтовых трубок предполагается изготавливать автономными (без кабеля) с записью сигналов при погружении трубки на магнитную ленту или передавать результаты измерений через гидроакустический канал. Возможности его использования для данной цели рассмотрены в работе [2, 47].

Прибор с акустическими преобразователями, укрепленными на кронштейнах (см. рис. 88), можно применять на малых и больших глубинах.

Кроме неконтактной аппаратуры, используются и контактные измерители, позволяющие по значениям скорости распространения и степени затухания звука в грунте определить тип осадков и их физико-механические свойства.

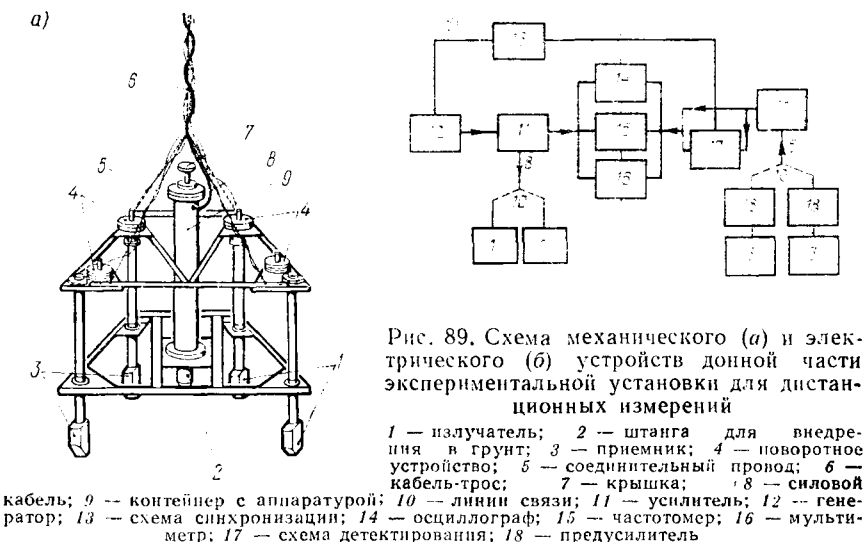
Аппаратура, работающая в частотном диапазоне 10—100 кГц, включает бортовые приборы (генератор, усилители, пороговую схему и схему синхронизации, мультиметр, осциллограф, частотомер), а также опускаемую на коаксиальном кабель-тросе конструкцию с двумя парами гидроакустических излучателей и приемников, плоскости которых могут разворачиваться (рис. 89).

Измеряются разности времени, фаз и декремент затухания по длине акустических баз. По результатам измерений скорости распространения и степени затухания ультразвуковых сигналов, определяются зависимости между физико-механическими и акустическими свойствами поверхностного слоя морских осадков.

Основной недостаток прибора с акустическими преобразователями на кронштейнах — малая глубина проникновения в грунт. Методы использования приборов на берегу и судах описаны в ряде работ [2, 14, 27, 40, 46], причем в них отмечено, что наружное давление, температура, содержание газов и другие параметры образцов грунта, доставленных на борт судна, существенно отличаются от реальных значений на дне моря.

Несмотря на это, лабораторные методы будут применять, вероятно, еще многие годы, так как они обладают очевидными преимуществами — возможностью многократного повторения измерений в стационарных условиях с повышением точности результатов за счет использования специализированных регистраторов относительно больших габаритов.

Приборы [2, 27, 46] различаются по условиям работы, которые, в свою очередь, определяют схемные решения и методы измерений. Так, в одном из первых типов приборов, предназначенных для проведения исследований в судовых лабораториях и в береговой обстановке, излучатель и приемник прижимались к трубке с грун-

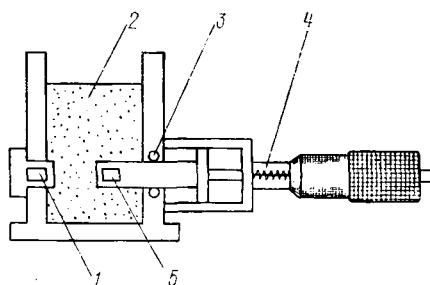


том или непосредственно к поверхности исследуемого образца, (рис. 90). В других приборах проба грунта должна была находиться в свободном объеме жидкости.

Из анализа сведений, опубликованных в литературе [2, 14, 27, 40, 46, 47], можно сделать следующие выводы.

Рис. 90. Переносной прибор для измерения в береговых и судовых условиях скорости звука в колонках грунта

1 — отражатель; 2 — грунт; 3 — направляющие; 4 — микрометр для измерения расстояния между излучателем 5 и отражателем 1



Наиболее удобным в судовых условиях является применение насадок к грунтовым трубкам с автономной регистрацией данных на магнитофон или с передачей результатов измерений по гидроакустическому каналу.

Относительная погрешность лабораторных измерений скорости звука в грунте составляет единицы процентов и только в отдельных случаях уменьшается до долей процента.

Измерители скорости звука применяют также для определения степени затухания гидроакустических сигналов на высоких частотах.

Некоторые типы рассмотренной аппаратуры можно использовать в судовых лабораториях для регулярного накопления фактических данных по Мировому океану.

Установление точных зависимостей между акустическими, механическими и другими свойствами грунта морского дна позволит использовать большое количество накопленных ранее данных для целей гидроакустики.

§ 17. Построители зон обнаружения

В связи с отсутствием аналитических выражений для быстрой оценки условий, обеспечивающих получение максимальной ожидаемой дальности действия ГАС с учетом различных конкретных графиков ВРСЗ и значений других параметров окружающей среды, создана вспомогательная автономная аппаратура расчета и построения траекторий акустических лучей (лучеграфы) и зон обнаружения целей (зонаграфы).

Принцип действия, устройство и технические характеристики таких приборов достаточно подробно рассмотрены в работах [27, 45]. Некоторые основные сведения даны в табл. 29.

Таблица 29

Построители траекторий акустических лучей

Тип прибора (страна-изготовитель)	Входные параметры			Выходные параметры			
	Скорость звука, м/с	Температура, °С	Заглубление антенны, м	Диаграмма направленности антенны, °	Дистанция, км	Глубина моря, м	Время расчета луча, мс
Лучеграф SPI-03 (Нидерланды)	1410—1530	—	3—3000	5—10	80	6000	74
Лучеграф PMS-100 (Великобритания)	1400—1600	От —2 до +35	0—300	0—20	225	7500	5000*
Лучеграф SPI-04 (США)	1410—1560	—	1—600	—	72	6000	72
Зонаграф HCDSR (Япония)	1400—1600	От —2 до +35	—	—	150	6000	—

* Время расчета лучевой картины.

Удобство в работе и простота эксплуатации, небольшая масса и габариты этой аппаратуры снискали ей у специалистов общее признание. Совершенствование ее технических параметров про-

должается. Достигнутые в этой области результаты в кратком виде изложены ниже.

К усовершенствованным приборам относится лучеграф SPI-04, разработанный голландской фирмой «Ван дер Хим Электроникс» в 1977 г. Он представляет собой малогабаритную специализированную ЭВМ, обеспечивающую прогнозирование условий распространения гидроакустических сигналов путем расчета траекторий акустических лучей на большие, средние и малые расстояния на основании данных о вертикальном распределении скорости звука.

В состав прибора входят два блока, индикатор и источник питания; общая масса аппаратуры 70 кг. На экране размером 20,3 см лучи строятся с интервалом $0,5^\circ$, количество лучей зависит от ши-

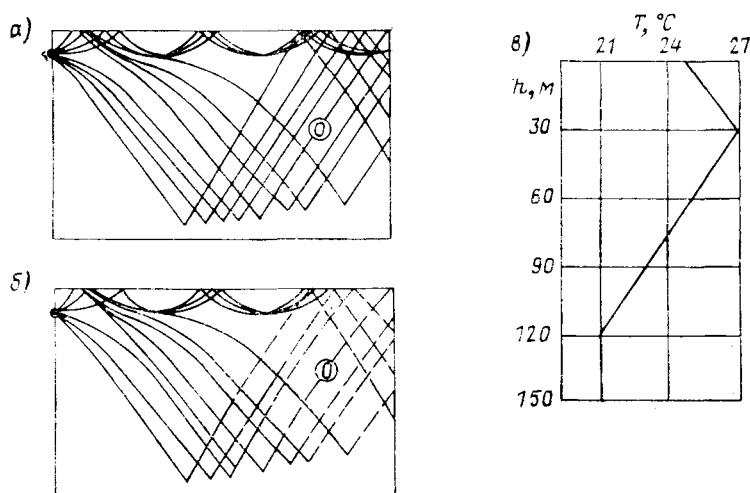


Рис. 91. Построение акустических лучей в лучеграфе (а) и зонографе (б) при одних и тех же условиях распространения звука (с)

рины характеристики направленности. Общее время построения лучей 74 мс.

Прибор обеспечивает проведение противолодочных операций и океанографические наблюдения при гидроакустических исследованиях. Наличие схемы включения и выключения донных отражений лучей позволяет исследовать особенности влияния дна на формирование дальних зон акустической освещенности (ДЗАО).

На судах с гидролокаторами переменной глубины имеется возможность определять степень изменения глубины погружения антенны с целью реализации преимуществ обнаружения целей в ДЗАО. Для ГАС с подкильной антенной глубина размещения антенны равна 4,5 м, для опускаемых ГАС может изменяться в диапазоне от 1 до 600 м. Значение скорости звука на глубине размещения антенны рассчитывается автоматически.

При работе лучеграфа можно учитывать глубину океана до 6000 м. Значения коэффициентов отражения в зависимости от угла скольжения луча у дна варьируются в диапазоне от 0 до 20 дБ, а значения скорости звука — от 1410 до 1560 м/с с максимальными градиентами в слоях от ± 2 до -2 с⁻¹. Всего устанавливаются восемь слоев, включая придонный, в которых скорость звука на

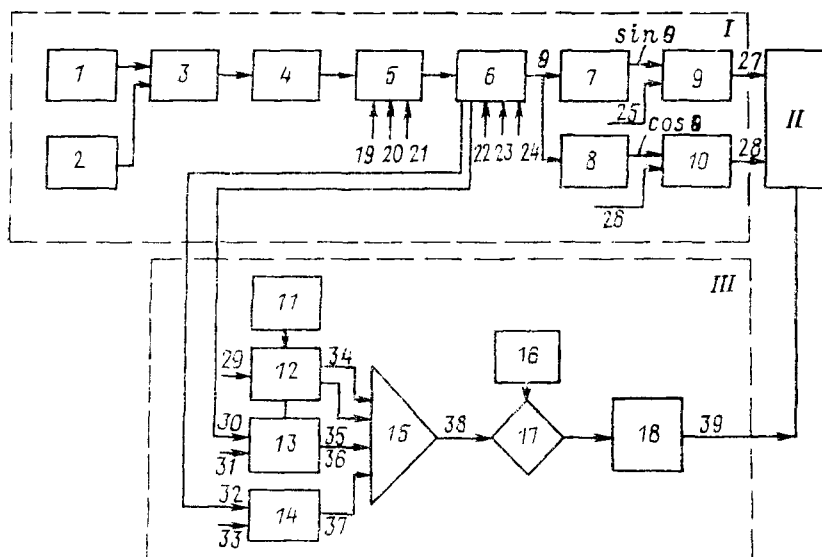


Рис. 92. Структурная схема аналогового зонографа

I — аналоговая ЭВМ для расчета траекторий акустических лучей; *II* — индикатор зон обнаружения целей; *III* — аналоговая ЭВМ для расчета дальности обнаружения целей по каждому лучу; 1 — блок потенциометров температуры; 2 — блок потенциометров глубины; 3 — блок расчета значений скорости звука; 4 — блок расчета градиентов скорости звука; 5 — схема расчета углов наклона лучей; 6 — блок учета потерь при распространении звука; 7 — схема расчета $\sin \theta$; 8 — схема расчета $\cos \theta$; 9 — интегральная схема вертикальной координаты луча; 10 — интегральная схема горизонтальной координаты луча; 11 — схема расчета дистанции; 12, 13, 14, 15 — схемы учета потерь при поглощении и отражении звука; 16 — схема порогового уровня; 17 — схема сравнения и принятия решения; 18 — модулятор яркости луча; 19 — угол наклона характеристики направленности; 20 — ширина характеристики направленности; 21 — заданный сектор обзора; 22, 23 — значения коэффициентов отражения звука от поверхности и дна; 24 — угол наклона дна; 25 — глубина источника; 26 — начальное расстояние; 27 — глубина луча; 28 — расстояние; 29 — рабочая частота; 30, 31, 32, 33 — число отражений и потери при отражении от поверхности и дна; 34, 35, 36, 37 — потери при поглощении и отражении от поверхности и дна; 38 — общие потери при распространении звука; 39 — модулированный сигнал

основе информации о зависимости скорости звука от гидростатического давления определяется автоматически. Можно установить пять диапазонов построения лучевых картин (дальность/глубина): от 9 км/300 м до 72 км/6000 м.

Для обеспечения устойчивого изображения картины применяется высокая частота развертки. Электронная аппаратура вы-

полнена полностью на твердотельных элементах с использованием микропроцессоров и интегральных схем.

В зависимости от типа носителя прибор SPI-04 предназначается для решения следующих основных задач:

— на надводных кораблях — для определения условий работы ГАС с подкильными антеннами, выбора оптимальных глубин погружения буксируемых антенн, оценки возможных тактических приемов маневрирования подводных лодок;

— на подводных лодках — для выявления оптимальных условий шумопеленгования и глубин скрытного маневрирования, выбора эффективной тактики во избежание обнаружения с помощью ГАС вертолетов и радиогидроакустических буев;

— на самолетах и вертолетах ПЛО — для выбора оптимальных глубин установки гидрофонов РГБ и горизонтов излучателей;

— на исследовательских судах — для акустических океано- и гидрографических исследований.

Построение зон обнаружения производится в зонографах. Сравнение лучевых картин для одних и тех же условий распространения звука в лучеграфах и зонографах показывает, что в области штрихпунктирных линий (рис. 91) объект *O* обнаруживаться не будет, так как уровень сигнала по лучу меньше установленного порогового значения.

Зонографы конструктивно можно выполнять как на аналоговой, так и на цифровой технике. Аналоговый зонограф (рис. 92) отличается простотой действия и быстротой выполнения расчетов.

Так, в конструкции, запатентованной в США 27 августа 1974 г. (№ 3.832.537), предусмотрено несколько способов индикации зон обнаружения целей. На расстоянии, где значение сигнала при распространении становится меньше установленного порогового уровня, высвечивается, например, яркая точка и начинается построение прерывистой линии с пунктирами одинаковой или разной длины либо развертка луча на экране вообще прекращается. Недостатком прибора является низкая точность расчетов из-за использования аналоговых усилителей.

Высокую точность расчетов обеспечивает использование полностью цифровых ЭВМ. Однако для построения наглядной лучевой картины и зон обнаружения требуется очень много времени, что неприемлемо в судовых условиях.

Основное преимущество зонографа, запатентованного в США 26 июля 1977 г. японскими специалистами (№ 4.038.530), заключается в использовании гибридной ЭВМ (рис. 93). Высокая точность расчетов обеспечивается за счет цифровых устройств, а высокая скорость построения траекторий акустических лучей и зон обнаружения — за счет аналого-цифровых преобразователей. Дополнительным преимуществом зонографа с гибридной ЭВМ является возможность учета наклона дна без уменьшения точности вычисления траекторий лучей.

Рассмотренная выше аппаратура обеспечивает реализацию уравнений для моделирования условий распространения сигналов и зон обнаружения объектов. Однако в последние годы зарубежные специалисты вновь обратились к методу физического моделирования, причем его реализация осуществляется на новой основе.

Лазерная установка для аналогового моделирования условий распространения звука в океане разработана по заказу ВМС США. Она включает маломощный лазер непрерывного излучения с механическим сканированием характеристики направленности, мощный

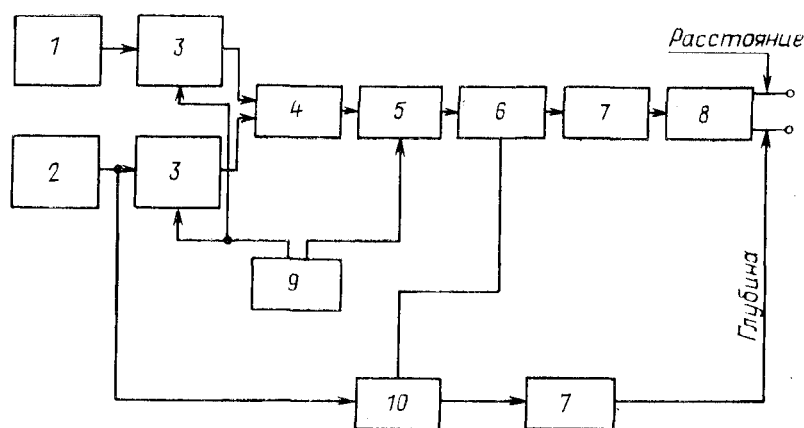


Рис. 93. Структурная схема гибридной ЭВМ для построителя зон обнаружения

1 — блок набора значений температуры морской воды (или скорости звука); 2 — блок набора значений глубины; 3 — схемы селекции; 4 — ЭЦВМ для расчета градиентов скорости звука; 5 — запоминающее устройство; 6 — схема считывания; 7 — аналого-цифровые преобразователи; 8 — выдача параметров луча в аналоговом виде; 9 — схема управления; 10 — блок сравнения

рубиновый лазер для создания температурных неоднородностей в жидкости, фотоустановку для получения в разрезе картины траекторий распространения лучей маломощного лазера и электронно-оптическую систему управления режимами работы.

В основе моделирования особенностей распространения гидроакустических сигналов в морской среде лежит процесс создания неоднородностей поля скорости звука в жидкости, находящейся в определенной емкости. Изменения характеристик поля скорости звука в зависимости от глубины и расстояния (в масштабе $1 \cdot 10^6$) моделируются путем формирования неоднородностей температуры с большими градиентами.

Это достигается с помощью красителей и коротких (1 мс) импульсов мощного рубинового лазера, пропускаемых через специальную маску. Голубой краситель в жидкости селективно поглощает красный свет и усиливает степень неравномерности прогрева объемов. Окрашенные неоднородности выполняют роль

рассеивателей и делают голубой луч видимым с боковой стороны бака.

Траектории акустических лучей имитируются с помощью непрерывного излучения голубого луча аргоно-ионного лазера. Сканирование луча осуществляется электромеханическим способом. Имитируемые характеристики направленности излучателя и приемника формируются с помощью соответствующих оптических приспособлений.

Скорость распространения лазерных лучей измеряется интерферометром. Излучением лазеров и экспозицией фотоустановки управляет специальная система. Негатив, фиксирующий результаты моделирования, имеет не менее 500 000 разрешающих элементов. Нет сомнения, что параллельно с развитием других направлений будет продолжаться совершенствование аппаратуры для прогноза условий работы гидроакустических станций.

§ 18. Расчеты дальности действия ГАС с помощью ЭЦВМ*

Использование номограмм и планшетов для оценки ожидаемой дальности действия ГАС без учета изменения энергии сигнала дает представление только о геометрической дальности. Этим же недостатком обладают и аналоговые построители (см. § 14), обеспечивающие индикацию на экране ЭЛТ только геометрической картины в виде многочисленных траекторий акустических лучей. Если бы экран индикатора имел одинаковый масштаб по расстоянию и глубине, то лучевые картины при достаточной плотности лучей могли бы давать представление об относительном изменении сигнала по расстоянию и глубине.

Некоторые аналоговые приборы (см. § 17) обеспечивают расчет и построение на экране ЭЛТ линий равной интенсивности гидроакустического сигнала. Однако они не позволяют получить непрерывной зависимости ее изменения по расстоянию и глубине и не документируют информацию, т. е. не обеспечивают проведения последующего сравнительного анализа различных графиков, характеризующих условия распространения звука в море.

При расчетах дальности действия ГАС вероятность ложной тревоги и правильного обнаружения, а также отношение сигнал/помеха задаются, интенсивность же сигнала в точке приема вычисляется. В случае, когда уровень помех можно считать величиной, не зависящей от расстояния, дальность действия ГАС (для заданных значений указанных вероятностей) будет зависеть только от изменения интенсивности сигнала с расстоянием.

Практика оценки ожидаемой дальности действия ГАС в морской среде показала, что наиболее удобной формой проведения

* В настоящем параграфе все обозначения и символы даны применительно к условиям работы вычислительных машин.

сравнительного анализа является использование графиков аномалии распространения звука (см. § 10, 11). Такие графики могут достаточно полно характеризовать выбранный район моря в акустическом отношении для заданных горизонтов излучения и приема сигналов. Они позволяют сравнивать относительные изменения интенсивности сигнала в зависимости от расстояния и выбирать оптимальные технические параметры гидроакустической станции для получения наибольшей дальности действия с учетом конкретных условий распространения звука в районе плавания судна.

Различные алгоритмы и программы для расчета на ЭЦВМ (типов М-220, М-222, «Наири» и др.) интенсивности акустического поля разработаны Ю. Л. Газаряном, В. Ю. Постниковой, В. В. Земцовым, О. К. Омельченко, В. А. Стальной, Н. Г. Белоножкой и В. П. Шевцовым, а также другими авторами [27]. Однако все эти программы нацелены в основном, на решение специфических задач, сложны и требуют значительных затрат машинного времени.

Ниже в качестве примера рассмотрена программа расчета аномалии распространения звука на универсальных машинах типов М-220, БЭСМ и др., составленная на α -языке, В. А. Антоновым в соответствии с формулой (63) и отлаженная П. Г. Гаган (см. приложение I). Программа обеспечивает не только расчет, но и автоматическое построение на ленте АЦПУ графиков аномалии для шести различных вариантов взаимного расположения излучателя и приемника (объекта). В схеме организации решения задачи (см. приложение II) использованы следующие обозначения: f — частота сигнала; z_i — горизонт источника; z_p — горизонт приемника; B — состояние поверхности моря в баллах; φ_i — угол выхода луча из источника; φ_p — угол прихода луча к приемнику; n_1 — количество значений балльности моря; n_2 — количество вариантов взаимного расположения источника и приемника; n_3 — количество используемых частот сигнала.

Расчет аномалии распространения $A_j(r_j)$ на геометрической последовательности r_j для ненаправленного источника выполняется в три этапа (см. § 11): классификация акустических лучей по группам; вычисление периодов траектории акустических лучей по формулам (43) — (49) и расчет суммарной аномалии по формуле (63). Фактор фокусировки вычисляется по каждому лучу с помощью выражения

$$F_{\text{л}} = \frac{[z^2 + (z_j - z_p)^2] \cos \varphi_j}{r \left| \frac{\partial r}{\partial \varphi} \right| \sin \varphi_p}, \quad (77)$$

полученного в результате преобразования формул, приведенных § 10.

Если известен спектр волнения моря, то коэффициент отражения от поверхности $K_{\text{п. ср}}$ вычисляется по формуле (13). В общем случае коэффициент отражения по лучу может быть получен из выражения $K_{\text{п}}(\varphi_{\text{п}}) = \exp(-0,3 kh(B) \sin \varphi_{\text{п}})$ [23], где k —

волновое число; h (Б) — высота волны, зависящая от состояния моря и исчисляемая в баллах; $\varphi_{\text{н}}$ — угол скольжения луча у поверхности.

Высоту волны в зависимости от силы ветрового волнения (в баллах) можно определить по таблице единой девятибалльной шкалы, введенной в СССР в 1953 г.

Коэффициент отражения от дна $K_{\text{д}}$ задается по таблице в функции угла скольжения $\varphi_{\text{д}}$. Такую таблицу можно составить, исходя из приведенных в § 8 материалов, в том числе по данным цитируемой в нем литературы, а также пользуясь пособиями и картами, района плавания судна.

В программе (см. приложение I) дано описание процедуры, которая определяет наилучшее приближение табличной функции $\{A_j(r_j)\}$ в классе кусочно-полиномиальных функций, удовлетворяющих следующим двум условиям: а) на каждом сегменте

$$r \in [r_j, r_{j+1}]; \quad A(r) = \sum_{i=0}^s c_i^j (r - r_j)^i;$$

б) $A(r) \in c^2$.

С помощью указанной табличной функции $\{A_j(r_j)\}$ программа образует новый массив значений аномалии распространения $A_j(r_j)$ на регулярной сетке j :

$$r_k = \left\{ r, r_{\text{нач}} + (k-1) \Delta r \leq r < r_{\text{нач}} + k \Delta r \right\}; \quad k \in 1;$$

$$\frac{r_{\text{кон}} - r_{\text{нач}}}{\Delta r},$$

где $r_{\text{кон}}$ и $r_{\text{нач}}$ — соответственно конечное и начальное значения дистанции, Δr — ее приращение.

Заключительная часть программы представляет собой процедуру графического изображения аномалии распространения в зависимости от дистанции.

Исходные данные, требующиеся для получения графика аномалии, формируются в соответствии с приложениями IIIа, IIIб, где каждая вводимая величина имеет свое кодовое обозначение. Все исходные данные пробиваются на перфокартах в десятичной системе со своим знаком при помощи перфоратора ПВ-80.

При задании распределения скорости звука по глубине соблюдается следующий принцип: j -му горизонту z_j сопоставляется соответствующая ему скорость звука c_j (имеется в виду соответствие кодовых обозначений 1—16; 2—17; 3—18 и т. д. в приложении III а, III б). Коэффициент отражения от дна V_j (φ_j) задается попарно с углом скольжения луча $\varphi_{\text{д}j}$ (соответствие кодовых обозначений 32—40; 33—41 и т. д.). Горизонты источника z_{ij} и приемника z_{pj} (глубины погружения акустических антенн) задаются также попарно (соответствие кодовых обозначений 52—57; 53—58 и т. д.).

Формат (число градаций по вертикальной шкале графика, $K \leq 126$), минимальное ($\min A \geq -35$ дБ) и максимальное

сравнительного анализа является использование графиков аномалии распространения звука (см. § 10, 11). Такие графики могут достаточно полно характеризовать выбранный район моря в акустическом отношении для заданных горизонтов излучения и приема сигналов. Они позволяют сравнивать относительные изменения интенсивности сигнала в зависимости от расстояния и выбирать оптимальные технические параметры гидроакустической станции для получения наибольшей дальности действия с учетом конкретных условий распространения звука в районе плавания судна.

Различные алгоритмы и программы для расчета на ЭЦВМ (типов М-220, М-222, «Наири» и др.) интенсивности акустического поля разработаны Ю. Л. Газаряном, В. Ю. Постниковой, В. В. Земцовым, О. К. Омельченко, В. А. Стальной, Н. Г. Белоножкой и В. П. Шевцовым, а также другими авторами [27]. Однако все эти программы нацелены в основном, на решение специфических задач, сложны и требуют значительных затрат машинного времени.

Ниже в качестве примера рассмотрена программа расчета аномалии распространения звука на универсальных машинах типов М-220, БЭСМ и др., составленная на α -языке, В. А. Антоновым в соответствии с формулой (63) и отлаженная П. Г. Гаган (см. приложение I). Программа обеспечивает не только расчет, но и автоматическое построение на ленте АЦПУ графиков аномалии для шести различных вариантов взаимного расположения излучателя и приемника (объекта). В схеме организации решения задачи (см. приложение II) использованы следующие обозначения: f — частота сигнала; z_i — горизонт источника; z_p — горизонт приемника; B — состояние поверхности моря в баллах; φ_i — угол выхода луча из источника; φ_p — угол прихода луча к приемнику; n_1 — количество значений балльности моря; n_2 — количество вариантов взаимного расположения источника и приемника; n_3 — количество используемых частот сигнала.

Расчет аномалии распространения $A_j(r_j)$ на геометрической последовательности r_j для ненаправленного источника выполняется в три этапа (см. § 11): классификация акустических лучей по группам; вычисление периодов траектории акустических лучей по формулам (43) — (49) и расчет суммарной аномалии по формуле (63). Фактор фокусировки вычисляется по каждому лучу с помощью выражения

$$F_{\text{л}} = \frac{|z^2 + (z_i - z_p)^2| \cos \varphi_i}{r \left| \frac{\partial r}{\partial \varphi} \right| \sin \varphi_p}, \quad (77)$$

полученного в результате преобразования формул, приведенных § 10.

Если известен спектр волнения моря, то коэффициент отражения от поверхности $K_{\text{п. ср}}$ вычисляется по формуле (13). В общем случае коэффициент отражения по лучу может быть получен из выражения $K_{\text{п}}(\varphi_{\text{п}}) = \exp(-0,3 kh (Б) \sin \varphi_{\text{п}})$ [23], где k —

волновое число; h (Б) — высота волны, зависящая от состояния моря и исчисляемая в баллах; φ_n — угол скольжения луча у поверхности.

Высоту волны в зависимости от силы ветрового волнения (в баллах) можно определить по таблице единой девятибалльной шкалы, введенной в СССР в 1953 г.

Коэффициент отражения от дна K_d задается по таблице в функции угла скольжения φ_d . Таковую таблицу можно составить, исходя из приведенных в § 8 материалов, в том числе по данным цитируемой в нем литературы, а также пользуясь пособиями и картами, района плавания судна.

В программе (см. приложение I) дано описание процедуры, которая определяет наилучшее приближение табличной функции $\{A_j(r_j)\}$ в классе кусочно-полиномиальных функций, удовлетворяющих следующим двум условиям: а) на каждом сегменте

$$r \in [r_j, r_{j+1}); \quad A(r) = \sum_{i=0}^s c_i^j (r - r_j)^i;$$

$$\text{б) } A(r) \in C^2.$$

С помощью указанной табличной функции $\{A_j(r_j)\}$ программа образует новый массив значений аномалии распространения $A_j(r_j)$ на регулярной сетке j :

$$r_k = \left\{ r, r_{\text{нач}} + (k-1) \Delta r \leq r < r_{\text{нач}} + k \Delta r \right\}; \quad k \in 1; \\ \frac{r_{\text{кон}} - r_{\text{нач}}}{\Delta r},$$

где $r_{\text{кон}}$ и $r_{\text{нач}}$ — соответственно конечное и начальное значения дистанции, Δr — ее приращение.

Заключительная часть программы представляет собой процедуру графического изображения аномалии распространения в зависимости от дистанции.

Исходные данные, требующиеся для получения графика аномалии, формируются в соответствии с приложениями IIIа, IIIб, где каждая вводимая величина имеет свое кодовое обозначение. Все исходные данные пробиваются на перфокартах в десятичной системе со своим знаком при помощи перфоратора ПВ-80.

При задании распределения скорости звука по глубине соблюдается следующий принцип: j -му горизонту z_j сопоставляется соответствующая ему скорость звука c_j (имеется в виду соответствие кодовых обозначений 1—16; 2—17; 3—18 и т. д. в приложении III а, III б). Коэффициент отражения от дна $V_j(\varphi_j)$ задается попарно с углом скольжения луча φ_{dj} (соответствие кодовых обозначений 32—40; 33—41 и т. д.). Горизонты источника z_{ij} и приемника z_{pj} (глубины погружения акустических антенн) задаются также попарно (соответствие кодовых обозначений 52—57; 53—58 и т. д.).

Формат (число градаций по вертикальной шкале графика, $K \leq 126$), минимальное ($\min A \geq -35$ дБ) и максимальное

($\max A \leq 25$ дБ) значения аномалии целесообразно выбирать исходя из необходимой цены деления по оси ординат ΔA , дБ. Требуемые оценки можно выполнить по формуле

$$K = E\left(\frac{\max A - \min A}{\Delta A}\right) + 5 \leq 126,$$

где $E(x)$ — целая часть x .

Например, если $\max A = 20$ дБ, $\min A = -20$ дБ и нужно иметь цену деления 0,5 дБ, то $K = 85$. Такую цену деления реализовать можно. Если же $\max A = 20$ дБ, $\min A = -20$ дБ и нужно иметь цену деления 0,1 дБ, то $K = 405$, что больше, чем 126. Такую цену деления реализовать нельзя.

Предельная дистанция r_s , км, число точек по координате дальности N и шаг по дистанции Δr , км (кодовые обозначения 67, 68, 69), выбираются с помощью выражения

$$N = E\left(\frac{r_s - 0,5}{\Delta r}\right) + 2 \leq 250.$$

Например, для $r_s = 100$ км и $\Delta r = 1$ км количество точек по оси абсцисс $N = 101$. Такую цену деления реализовать можно. Если же $r_s = 100$ км и $\Delta r = 0,1$ км, то $N = 1001$. Такую цену деления реализовать нельзя.

Для удобства пользования графиком аномалии величины Δr , r_s , $\max A$, $\min A$ и ΔA следует задавать кратными 0,5. Первое значение аномалии на графике соответствует обычно дистанции $r = 0,5$ км. Выбор остальной части исходной информации выполняются в соответствии с приложением III а, III б и особых пояснений давать не требуется.

В состав исходных данных входят три отдельные группы перфокарт. Первая группа включает информацию в виде числового опорного поля K_0 , содержащего 72 кода с K_Σ (первый вариант решаемой задачи, см. приложение III а—III в). Опорное поле заключено в шести перфокартах и формируется в соответствии с приложением III б.

Вторая группа включает массив, содержащий описательную информацию решаемых вариантов задачи. Этот массив формируется в соответствии с приложением III в. Все действия, которые при этом нужно выполнить, видны из структуры решения задачи (см. приложения I, II).

Третья группа (и последующие) включает массив чисел, содержащий информацию для решения второго (и последующих) вариантов относительно опорного поля K_0 . Этот массив определяет изменение исходных данных первого варианта (для последующих групп — второго варианта и т. д.) и формируется аналогично первому варианту.

При компоновке исходной информации на первое место ставятся перфокарты, содержащие опорное поле. После опорного поля (первой группы перфокарт) вся вводимая информация берется в услов-

ные скобки, обозначаемые числами 0,999 999 990. Внутри условных скобок можно размещать не более 300 кодов исходной информации. Компоновка последующих перфокарт указана в приложении IIIв.

На рис. 94 представлен график аномалии распространения $A(r)$ гидроакустических сигналов для трех различных вариантов взаимного расположения источника и приемника, рассчитанный на ЭЦВМ с использованием входной информации из приложения III.

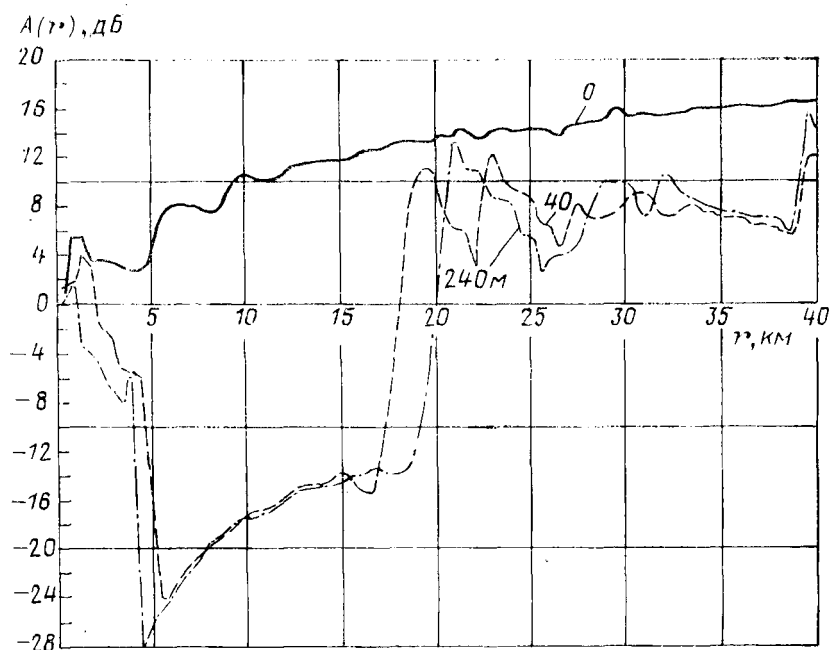


Рис. 94. Аномалия распространения гидроакустических сигналов для трех различных горизонтов расположения приемника

Как видно из рассмотрения кривых, при одних и тех же гидроакустических характеристиках среды положение приемника по глубине (0, 40, 240 м) существенно изменяет условия распространения сигнала от источника. В результате на одном и том же расстоянии от источника (например, 6,0 км) его уровень в данном примере может различаться на 30—32 дБ.

Оценка ожидаемой дальности действия ГАС выполняется в следующем порядке (рис. 95):

- проводится кривая 1 убывания интенсивности сигнала в однородной среде без поглощения;
- строится кривая 2 убывания интенсивности сигнала в однородной среде с поглощением;

— по рассчитанным на ЭЦВМ графикам аномалии (см. рис. 94) строятся зависимости убывания интенсивности сигнала с расстоянием в слоисто-неоднородной среде для горизонтов расположения приемника 40 или 240 м;

— энергетическая дальность r_3 ГАС либо определяется расчетным путем, либо берется из паспорта станции или технического описания для фиксированных значений вероятности ложной тревоги $P_{л.т}$ и вероятности правильного обнаружения $P_{п.о}$;

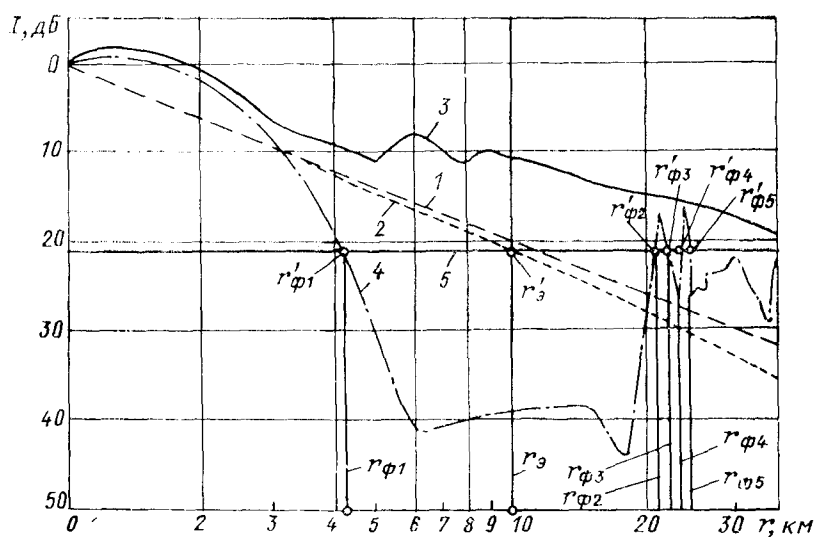


Рис. 95. Изменение интенсивности сигнала в зависимости от расстояния.

— значение r_3 наносится на ось абсцисс; из этой точки восставляется перпендикуляр до пересечения с кривой 2, а затем из точки пересечения r_3 проводится линия 5, параллельная оси абсцисс.

Точки пересечения линии 5 с кривой 4 ($r'_{ф1}$; $r'_{ф2}$; $r'_{ф3}$; $r'_{ф4}$; $r'_{ф5}$) дают значения ожидаемых дальностей действия ГАС ($r_{ф1}$; $r_{ф2}$; $r_{ф3}$; $r_{ф4}$; $r_{ф5}$).

Как видно из рис. 95, $r_{ф2}$ — $r_{ф5}$ оказываются больше, а $r_{ф1}$, меньше энергетической дальности. Для условий, соответствующих кривой 3, ожидаемая дальность действия ГАС превысит 40 км.

Следует иметь в виду, что информация, изложенная в гл. III и настоящем параграфе, относится, главным образом, к ситуациям однократного обнаружения. При многократном последовательном наблюдении объекта дальности действия рекомендуется определять с учетом кумулятивной вероятности [1].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Общий диапазон пространственно-временной изменчивости характеристик окружающей среды, в которой работают гидроакустические средства в океане, значителен. В результате этого изменение дальности действия ГАС может составить несколько порядков величины. Границы диапазона таких изменений можно определить с достаточной точностью, используя материалы книги.

Характер и конкретное значение изменчивости дальности действия ГАС в локальном районе Мирового океана в заданный момент времени не только определяются объективной акустической обстановкой, но и зависят от горизонтов расположения источников и приемников звука и расстояния между ними. Наибольшая изменчивость наблюдается при их горизонтальном расположении и при углах наклона до $10\text{--}15^\circ$.

В связи с этим важно уметь заранее рассчитать при определенном состоянии неоднородностей поля скорости звука, поверхности и дна океана такие горизонты расположения источника и приемника, при которых можно получить наибольшую дальность действия ГАС.

Как показано в книге, точность такого расчета будет зависеть от качества выбранной модели, полноты информации о гидроакустических характеристиках среды и совершенства разработанных программ.

При этом на первый план выдвигаются задачи проведения экспериментальных наблюдений, сбора и систематизации данных об акустических характеристиках океанической среды. Для обеспечения оптимальных режимов сбора информации необходимо оценить степень влияния каждого фактора окружающей среды в отдельности на изменение ожидаемой дальности действия ГАС. Для этого поступают следующим образом. В рекомендуемую в книге программу вводят исходные данные. Вычисляют график аномалии. Пользуясь значением r_0 , взятым из паспорта станции, определяют величину $r_{ож}$.

После этого меняют один или несколько параметров в исходных данных и процесс повторяют. По результатам последовательного

сравнения определяют условия получения максимального значения ожидаемой дальности действия ГАС и находят ответы о степени влияния рассматриваемых факторов.

Такой порядок действий позволяет накопить необходимый опыт в выборе оптимальных режимов работы гидроакустической аппаратуры в конкретных районах Мирового океана. Однако самым важным для судовых специалистов является систематизация расчетных графиков потерь распространения звука и фактических наблюдений в океане.

Особо хочется подчеркнуть, что каждый факт успешного решения или невозможности выполнения оператором задачи в океане с фиксацией дальности действия ГАС приобретает особую значимость только в том случае, когда регистрируется с максимальной подробностью вся окружающая обстановка, каждая подробность. Накопление и последующий анализ такого материала — магистральный путь к совершенствованию технических возможностей гидроакустической аппаратуры.

ПРИЛОЖЕНИЕ I

Первый блок

1. **begin integer** ai, bi, ki, si, i, ii, ik, is, i1, i2, i3, i4, i5, i6,
2. i7, i8, i9, i10, i11, i12, i13, j, j0, j1, j2, j3, jh, e,
3. n, nn, nr, ns, n1, n2, n3, n4, z, si;
4. **real** a, a0, a1, a2, a3, a4, a5, a6, a7,
5. b, b1, c1, c3, c4, nm, nb, f, r1, r2, r11, s, x1, xn, xs,
6. V, W, h, A, F, Ha, Hb, Hk, Hs, Hkp, Ca, Cb, Cab,
7. Cbg, Ck, Cs, Cg, C1a, Ckp, π , e, α i, φ g, φ s, φ s1, φ k, φ n;
8. **array** H, C[1:25], y, L[1:300], z[1:2], x, xa[1:72],
9. A1[1:250], X[1:7], α [1:9], φ 1, V1, h1[1:8],
10. Bb[1:6, 1:250], bm, bb[1:12]; **drum** Bb, bb;
11. **procedure** bras(y1, y2, X, n, j2); **value** n;
12. **array** y1, y2, X; **integer** n; **result** j2;
13. **begin real** a, b, c, i, j1, au, bu; **integer** a1, a2;
14. a := 0.777 777 770; b := 0.999 999 990; au := a; bu := b;
15. M2: КОД(777, 7777, 7777, 0); КОД(055, a, M2, a);
16. КОД(055, b, M2, b); a1 := X[7]; j1 := X[6];
17. M: j2 := y2[j1 + 1]; КОД(055, y2[j1]; M2, c);
18. **if** c = b **then**
19. **begin**
20. вывод (bu); **stop**
21. **end**;
22. a2 := **if** a1 = 3 **and** 1 < j2 < x[5] **then** 2 **else** 1;
23. **if** c = a **and** a2 = 1 **then**
24. **begin** z[1] := au; z[2] := j2;
25. вывод (z)
26. **end**;
27. **for** i := j1 + 2 **step** 2 **until** n **do**

```

28. begin КОД (055, y2[i], M2, c); if c = a or c = b then
29. begin j1 := i; go to M1
30.           end;
31.   if a2 = 2 then go to M3; y1[y2[i]] := y2[i + 1];
32.   z[1] := y2[i]; z[2] := y2[i + 1];
33.   вывод (z);
34. M3: end;
35. M1: if j2 = 1 then for i1 := 1, . . . , 72 do xa[i1] := x[i1];
36.   if j2 < X[5] then go to M; X[5] := j2 + 1;
37.   X[6] := j1; X[7] := 5; if j2 > X[4] then
38. begin
39.   вывод (bu); stop
40.           end
41.   end;
42. proce-max (c3, ai, bi); value ai, bi; integer ai, bi;
   dure
43. begin c3 := 0; for i := ai, . . . , bi do
44.   c3 := if c3 > C[i] then c3 else C[i]
45.           end;
46. proce-rasm (ai, c1, c2);
   dure
47. begin for i1 := n + 1 step -1 until ai + 1 do
48. begin C[i1] := C[i1 - 1]; H[i1] := H[i1 - 1]
49.           end;
50.   H[ai] := c1; C[ai] := c2; n := n + 1; Cg := C[n + 1]
51.           end;
52. proce-S (ai, bi, ii, p, s); value ai, bi, ii;
   dure
53.   integer ai, bi, ii; boolean p;
54. begin real b, r1, r2, b1, a2, a3; b := 0;
55.   si := if ii = 1 then bi - 1 else bi + 1;
56.   for i1 := ai step ii until si do
57. begin a1 := if ii = 1 then (H[i1 + 1] - H[i1])
58.   else (H[i1] - H[i1 - 1]);
59.   r1 := if C[i1]/Ckp < 1 then C[i1]/Ckp else 1;
60.   a2 := if ii = 1 then C[i1 + 1] else C[i1 + 1];
61.   r2 := if a2/Ckp < 1 then a2/Ckp else 1;
62.   b := b + a1/tg ( $\pi/2 - (\arcsin (r2) + \arcsin (r1))/2$ )
63.           end;
64.   a2 := if C[bi]/Ckp < 1 then C[bi]/Ckp else 1;
65.   a3 := tg (( $\pi/2 - \arcsin(a2)$ )/2);

```

```

66.      b1: = if (ii = - 1 and bi = 1) or (ii = 1 and bi = n) then 0
67.      else if ii = 1 then (Hkp - H[bi])/a3
68.      else (H[bi] - Hkp)/a3;
69.      s: = if p then 2 × (b + b1) else b + b1; s: = s × 10-3
70.                                          end;
71. proce- Hks (c3, c4, ci, p);
  dure
72. begin for i: = 1, . . . , n do
73. begin if abs (c3 - H[i]) 0.01 then
74. begin c4: = C[i]; ci: = i; go to N1
75.                                          end
76.      else if c3 - H[i] < 0 then
77. begin ci: = i; c4: = C[i - 1] + (c3 - H[i - 1]) ×
78.      (C[i] - C[i - 1])/(H[i] - H[i - 1]);
79.      if p then go to N1; rasm (ci, c3, c4);
80.      if c3 = Hs and Hs Hk then ik: = ik + 1; go to N1
81.                                          end end;
82. N1: end;
83.      КОД (057, 0400, 0100, mt); КОД (010, 0001, mt, 0);
84. mt: КОД (000, 0, 0 bm [3]); bm [3]: = 0;
85. mt1: КОД (056, 0, 0063, i); КОД (000, mt1, 0, bm[11]);
86.      h1[1]: = 0.05; h1[2]: = 0.22; h1[3]: = 0.48; h1[4]: = 0.8;
87.      h1[5]: = 1.3; h1[6]: = 2; h1[7]: = 3.18; h1[8]: = 4.35;
88.      nn: = 300;
89.      ввод (x, X, y); X[6]: = 1;
90.      СП 0176 (1153, X[1], X[4], 0, 0);
91.      X[7]: = if X[5] > 1 then 3 else 5;
92. No: bras (x, y, X, nn, jo); i!2: = 1; bm[5]: = 1;
93.      for i: = 1, . . . , 5 do bm[i + 5]: = x[i + 67];
94.      z[1]: = 0.888 888 880; z[2]: = jo;
95.      вывод (z); ns: = n: = x[31]; n1: = x[62]; n2: = x[66]; n4: = x[51];
96.      for i: = 1, . . . , 8 do
97. begin v1[i]: = x[i + 39]; φ1[i]: = x[i + 31] × 0.01745
98.                                          end;
99.      π: = 3.1416; xn: = x67; for i2: = 1, . . . , n2 do
100. begin f: = x[i2 + 62]; for i4: = 1, . . . , n1 do
101. begin Hk: = x[i4 + 51]; r11: = Hs: = x[i4 + 56]; ao: = 0.000 145;
102.      for i: = 1, . . . , ns do
103. begin H[i]: = x[i]; C[i]: = x[i + 15]
104.                                          end;

```

```

105.      n: = ns; Cg: = C[n]: = φn: = 7 × 0.1745 × sqrt (H[n]/7000);
106.      if φn < 0.436 then φn: = 0.436;
107.      Hks (Hk, Ck, ik, false); Hks (Hs, Cs, is, false);
108.      if Hk - Hs < 0 then
109. begin ai: = ik; bi: = is
110.           end else
111. begin ai: = is; bi: = ik
112.           end;
113.      φg: = 0.1 × (1/(2 × π × f) × abc ((Ck - Cs)/(Hk - Hs))) ↑ 0.333;
114.      max (Cab, ai, bi); max (C1a, 1, ai - 1); max (Cbg, bi + 1, n);
115.      a4: = Ck/Cab; a1: = if a4 < 1 then arccos (a4) else 0;
116.      a4: = Ck/C1a; a2: = if a4 < 1 then arccos (a4) else 0;
117.      a4: = Ck/Cbg; a3: = if a4 < 1 then arccos (a4) else 0;
118.      if C1a < Cab then
119. begin if Cbg < Cab then
120. begin α[1]: = a1 + a0; α[2]: = φn; α[3]: = 4; κ: = 1
121.           end else
122. begin α[1]: = a1 + a0; α[2]: = a3; α[3]: = 2; κ: = 1;
123.      if α[1] < φg then α[1]: = φg; if α[2] > φn then
124.      α[2]: = φn else
125. begin α[4]: = α[2] + a0; α[5]: = φn; α[6]: = 4; κ: = 2
126.           end end;
127.      go to N2
128.           end
129.      else if Cbg < Cab then
130. begin α[1]: = a1 + a0; if α[1] < φg then α[1]: = φg;
131.      α[2]: = a2; α[3]: = 3; κ: = 1; if α[2] > φn then
132.      α[2]: = φn else
133. begin α[4]: = α[2] + a0; α[5]: = φn; α[6]: = 4; κ: = 2;
134.           end;
135.      go to N2
136.           end else if C1a < Cbg then
137. begin α[1]: = a1 + a0; if α[4] < φg then α[4]: = φg;
138.      α[2]: = a2; α[3]: = κ: = 1;
139.      if α[2] > φn then α[2]: = φn else
140. begin α[4]: = α[2] + a0; α[5]: = a3; α[6]: = κ: = 2;
141.      if α[5] > φn then α[2]: = φn else
142. begin α[7]: = α[5] + a0; α[8]: = φn; α[9]: = 4; κ: = 3
143.           end end;
144.      go to N2
190

```

```

145.          end;
146.    $\alpha[1] := a1 + a0; \alpha[2] := a3; \alpha[3] := \kappa := 1;$ 
147.   if  $\alpha[1] < \varphi g$  then  $\alpha[1] := \varphi g$ ; if  $\alpha[2] > \varphi n$  then  $\alpha[2] := \varphi n$ 
148.   else
149.   begin  $\alpha[4] := \alpha[2] + a0; \alpha[5] := a2; \alpha[6] := 3; \kappa := 2;$ 
150.       if  $\alpha[4] < \varphi g$  then  $\alpha[4] := \varphi g$ ;
151.       if  $\alpha[5] > \varphi n$  then  $\alpha[5] := \varphi n$  else
152.   begin  $\alpha[7] := \alpha[5] + a0; \alpha[8] := \varphi n; \alpha[9] := 4; \kappa := 3$ 
153.       end end;
154. N2:   $a0 := 0.00349;$ 
155.       if  $\text{abs}(\alpha[1] - 0.000145) \leq 10^{-5}$  then  $\alpha[1] := a0; i9 := 1;$ 
156.       for  $i6 := 1, \dots, \kappa$  do
157.   begin  $a := \alpha[3 \times i6 - 2]; \varphi k := \alpha[3 \times i6 - 1];$ 
158.       if  $a \geq \varphi k$  then go to N3;  $i7 := c3 := 1;$ 
159.       for  $\varphi k := \varphi k \ c3$  while  $\varphi k - a \geq a0, a$  do
160.   begin  $i8 := i9 + (i7 - 1) \times 5; Ckp := Ck/\cos(\varphi k);$ 
161.       for  $j := ik, \dots, n - 1$  do
162.   begin  $ki := j; \text{if } C[j + 1] \geq Ckp > C[j] \text{ or}$ 
163.        $\text{abs}(C[j + 1] - Ckp) < 0.001$  then
164.   begin  $Hkp := H[j] + (H[j + 1] - H[j])/C[j + 1] - C[j] \times (Ckp - C[j]);$ 
165.       go to N4
166.       end end;
167.        $ki := n; Hkp := H[n];$ 
168. N4:   $S(ik, ki, 1, \text{true}, s); L[i8 + 1] := s;$ 
169.       for  $j := ik \ \text{step} - 1 \ \text{until} \ 2$  do
170.   begin  $ki := j; \text{if } C[j] \leq Ckp < C[j - 1] \ \text{or}$ 
171.        $\text{abs}(C[j] - Ckp) < 0.001$  then
172.   begin  $Hkp := H[j] + (H[j - 1] - H[j])/(C[j - 1] - C[j]) \times (Ckp - C[j]);$ 
173.       go to N5
174.       end end;  $Hkp := H[1]; ki := 1;$ 
175. N5:   $S(ik, ki, -1, \text{false}, a4); L[i8 + 2] := a4;$ 
176.        $ii := \text{if } ik < is \ \text{then} \ 1 \ \text{else} \ -1; Hkp := H[is];$ 
177.        $S(ik, is, ii, \text{false}, s); L[i8 + 3] := a4 + (\text{if } ik > is \ \text{then} \ -s$ 
178.        $\text{else } s); L[i8 + 4] := L[i8 + 1] + 2 \times a4; L[i8] := \varphi k;$ 
179.        $c3 := 0.9; i7 := i7 + 1$ 
180.       end;  $i9 := i8 + 5;$ 
181. N3:  end;  $i13 := i9; \text{for } jh := 1, \dots, n4$  do
182.   begin  $n3 := x[jh + 47]; h := h1[n3]; i9 := i3, xs := 0.5;$ 
183.        $i10 := i11 := a := 1; i9 := i9 + 5 - 1;$ 
184.       for  $xs := xs \ a$  while  $xs \leq xn, xn$  do

```

```

185. begin r1: = r2: = 0; a: = if xs < 20 then 1.1 else 1.02; A: = 0;
186.   for i7: = 1, . . . , i9 do
187. begin i8: = 1 + 5 × (i7 - 1); φk: = L[i8];
188.   for j1: = 1, . . . , κ do if φk = α[3 × j1 - 1] then
189. begin αi: = α[3 × j1]; c1: = α[3 × j1 - 1]
190.           end else
191.   if φk = α[3 × j1 - 2] then go to N6; Ckp: = C/cos (φk);
192.   a1: = L[i8 + 2] + L[i8 + 3]; a2: = L[i8 + 2] - L[i8 + 3];
193.   a3: = L[i8 + 8] + L[i8 + 7]; a4: = L[i8 + 7] - L[i8 + 8];
194.   nr: = entier (xs/L[i8 + 4] + 0.5);
195.   if nr > 15 and (αi = 3 or αi = 4) then go to N6;
196.   for ε: = 1, 2, 3, 4 do
197. begin r1: = r2: = 0; for nm: = nr, nm + 1 while r1 ≤ xs or r2 ≤ xs do
198. begin r1: = nm L[i8 + 4] + (ife = 1 then a1 else
199.   ife = 2 then a2 else ife = 3 then - a2 else - a1);
200.   if r1 < 0 then go to N7;
201.   r2: = nm × L[i8 + 9] + (ife = 1 then a3 else
202.   ife = 2 then a4 else ife = 3 then - a4 else - a3);
203.   if r1 < xs and r2 < xs then go to N7;
204.   if r1 > xs and r2 > xs then go to N8;
205.   nb: = ife = 1 then nm + 1 else ife = 4 then nm - 1 else nm;
206.   c3: = Cs/Ckp; φs: = if c3 < 1 then arccos (c3) else 0;
207.   c3: = Cs/Ck × cos (L[i8 + 5]);
208.   φs1: = if c3 < 1 then arccos (c3) else 0;
209.   F: = abs ((r1 + r2)/(r1 - r2) × (φk - L[i8 + 5])/(φs + φs1));
210.   if (αi = 3 or αi = 4) or ((αi = 1 or αi = 2) and L[i8 + 4] < 15)
211.   then
212. begin if F > 1 then F: = 1
213.           end else if F > 100 then F: = 100;
214.   if αi = 2 or αi = 4 then
215. begin c3: = C[1]/Ckp; φs: = if c3 < 1 then arccos (c3) else 0
216.   if αi = 1 then end;
217. begin w: = v: = 1; go to N9
218.           end else if αi = 2 then v: = 1 else
219. begin a5: = C[n]/Ckp; φs1: = if a5 < 1 then arccos (a5) else 0;
220.   for j: = 1, . . . , 7 do if φ1[j] ≤ φs1 ≤ φ1 [j + 1] then
221.   v: = v1[j] + (v1[j] - v1[j + 1])/(φ1[j] - φ1[j + 1]) ×
222.   (φs1 - φ1[j]);
223.   if φs1 > φ1[8] then v: = v1[8]; if φs1 < φ1[1] then v: = v1[1];
224.   if αi = 3 then

```



```

225. begin w: = 1; go to N9
226.                               end end;
227.   w: = exp ( - 0.8 × π × f × h × sin (φs));
228. N9:  a5: = F × w ↑ nb × v ↑ (2 × nm); A: = A + a5;
229. N7:  end;
230. N8:  end;
231. N01: end; A1[i10]: = xs; A1[i10 + 1]: = A; i10: = i10 + 2
232.                                           end;
233.   A1[i10]: = F; A1[i10 + 1]: = Hk; A1[i10 + 2]: = Hs; A1[i10 +
+ 3]: = n3;
234.   СП0177 (1037, A1[1], A1[250], 0, Bb[i12, 1]); i12: = i12 + 1
235.                                           end end end
236.   bm[1]: = i10; bm[2]: = i12; bm[3]: = bm[3] + 1;
237.   КОД (050, 0030, N01, bm[4]);
238. N01: if bm[5] = 0 then
239. begin for i: = 1, . . . , 72 do x[i]: go to N0
240.                               end; bm[5]: = 0;
241.   СП0177 (1037, bm[1], bm[12], 0, bb[1]);
242.   КОД (057, 1700, 1111, 0); КОД (056, 0, 0001, 0)
243.                               end

```

Конец первого блока

Второй блок

```

1. begin integer i, i1, i2, i3, i4, i5, j, s, k, n, h, ks, io;
2.   real c, hx, a;
3.   array A1[1:250], a1, b2, c1[1:1], Bb[1:6, 1:250], b, bb[1:12];
4.   drum Bb, bb;
5.   СП0177 (1032, b[1], b[12], 0, bb[1]);
6.   hx: = b[7]; k: = b[8]; b2[1]: = b[9]; c1[1]: = b[10]; n: = b[6];
7.   a1[1]:11; j: = b[2] - 1; i4: = b[1]; io: = b[3]; i3: = (i4 - 1) ÷ 2;
8. begin array xs: As[0:i3 - 1], q[0:3, 0:i3 - 1], Ag[1:1, 1:j, 1:n];
9. procedure Graf (N3, n, n1, D, α, N, M, a, b, A, R);
10.   integer N3, n, n1, α, N, M, R;
11.   array A, a, b, D;
12. begin integer i, j, p, q, k;
13.   real a1, s;
14.   array B[0:20], c[1:6], hy, a2, Har[1:4];
15.   boolean v; integer β, γ;
16. procedure r;

```

```

17. begin
18. t1: КОД (007, 4361, 7074, 3617); for j: = 0, . . . , 20 do
19.     КОД (000, t1, 0, B[j])
20.     end;
21. procedure r1 (k, s); value k, s; integer k; real s;
22. begin p: = k ÷ 6; q: = 64 - (k - p × 6) × 7; КОД (054, 130, q, 1);
23.     КОД (074, 1, s, 1); КОД (015, B[p], 1, B[p])
24.     end;
25. procedure r2;
26. begin r;
27. c7: КОД (017, 0, 0, 0); КОД (000, c7, 0, s);
28.     for k: = β, . . . , β + α - 1 do r1 (k, s);
29.     КОД (050, 2140, 0, B[20]); КОД (070, B[0], 0, 0)
30.     end;
31. c9: КОД (017, 0, 0, 0);
32. c1: КОД (013, 0, 0, 0);
33. c2: КОД (015, 4000, 0, 0);
34. c3: КОД (002, 4000, 0, 0);
35. c4: КОД (050, 4000, 0, 0);
36. c5: КОД (011, 4000, 0, 0);
37. c6: КОД (017, 4000, 0, 0); КОД (000, c1, 0, c[1]); КОД (000, c2, 0, c[2]);
38.     КОД (000, c3, 0, c[3]); КОД (000, c4, 0, c[4]); КОД (000, c5, 0, c[5]);
39.     КОД (000, c6, 0, c[6]);
40. s1: КОД (062, 1644, 3301, 64);
41. s2: КОД (024, 1241, 7076, 1277);
42. s3: КОД (007, 4000, 640, 400); i: = N3 ÷ 10; j: = N3 - i × 10;
43.     КОД (014, 120, i, 1); КОД (014, 111, j, 2); КОД (013, s3, 1, 1);
44.     КОД (013, 1, 2, B[3]); КОД (000, s1, 0, B[1]); КОД (000, s2, 0,
        B[2]);
45.     КОД (050, 2140, 0, B[3]); КОД (070, B[1], 0, 0);
46.     for β: = 0 step α until (R - 1) × α do r2;
47.     for γ: = 1, . . . , R do
48. begin if D[γ] = 1 then go to pp; a[γ]: = b[γ]: = A[γ], 1, 1;
49.     for i: = 1, . . . , M do for j: = 1 step n1 until n do
50. begin if A[γ, i, j] > b[γ] then b[γ]: = A[γ, i, j];
51.     if A[γ, i, j] < a[γ] then a[γ]: = A[γ, i, j]
52.     end;
53. PP: hy[γ]: = (b[γ] - a[γ]) / (α - 5);
54.     if hy[γ] = 0 then hy[γ]: = if a[γ] = 0 then 1 else a[γ];
55.     if a[γ] > 0 then

```

```

56. begin Har[γ] = 2; a2[γ] := a[γ]
57.                                     end else if b[γ] ≤ 0 then
58. begin Har[γ] := α - 3; a2[γ] := b[γ]
59.                                     end else
60. begin Har[γ] := entier (abs (a[γ])/hy[γ] + 0.5) + 2;
61.     a2[γ] := 0
62.                                     end end; for i := 1 step n1 until n do
63. begin r; γ := 1; for β := 0 step α until (R - 1) × α do
64. begin for j := 1, . . . , M do
65. begin k := entier ((A[γ, j, i] - a2[γ])/hy[γ] + 0.5) + Har[γ] + β;
66.     s := c[j]; r1 (k, s)
67.                                     end; k := Har[γ] + β; КОД (000, c9, 0, s); r1 (k, s);
68. c8. КОД (002, 0, 0, 0); КОД (000, c8, 0, s); k := β; r1 (k, s); k :=
        = β + α - 1;
69.     r1 (k, s); γ := γ + 1
70.                                     end: КОД (050, 2140, 0, B[20]);
        КОД (070, B[0], 0, 0);
71.     if N = 0 then go to ss;
72. c10: КОД (064, 0, 0, 0); КОД (014, 120, N - 1, a1);
        КОД (013, c10, a1, a1);
73.     КОД (050, 2140, 0, a1); КОД (070, a1, 0, 0);
74. ss: end; for β := 0 step α until (R - 1) × α do r2;
75.     вывод (a, b, hy[1])
76.                                     end;
77.     s := i3 - 1; Ag [.,.] := 0; for i := 1, . . . , j do
78. begin СП 0177 (1032, A1[1], A1[i4 + 4], 0, Bb[i, 1]);
79.     СП 0176 (1153, A1[i4], A1[i4 + 3], 0, 0);
80.     for i1 := 2 step 2 until i4 - 1 do
81. begin i2 := i1 ÷ 2; xs[i2 - 1] := A1[i1 - 1]; As [i2 - 1] := A1[i1]
82.                                     end;
83.     for i1 := 0, . . . , i3 - 1 do As[i1] := if As[i1] ≤ 0.00001 then - 50
84.     else 4.343 × ln (As[i1]); i5 := 1 + entier ((xs[i3 - 1] - xs[0])/hx);
85. begin array X, A[1:i5];
86. procedure Sp (x, z, v, q, s, c, p);
87.     value p; real x, c; array z, v, q; integer s, p;
88. begin array K, L[0:s]; integer n; real r1, r2, r3;
89.     for n := 1, . . . , s - 1 do
90. begin r2 := z[n] - z[n - 1]; if p = 0 then
91. begin q[2, 0] := q[2, s] := L[0] := K[0] := 0;
92.     r1 := - 2 × (z[n + 1] - z[n - 1]) - r2 × L[n - 1];

```

```

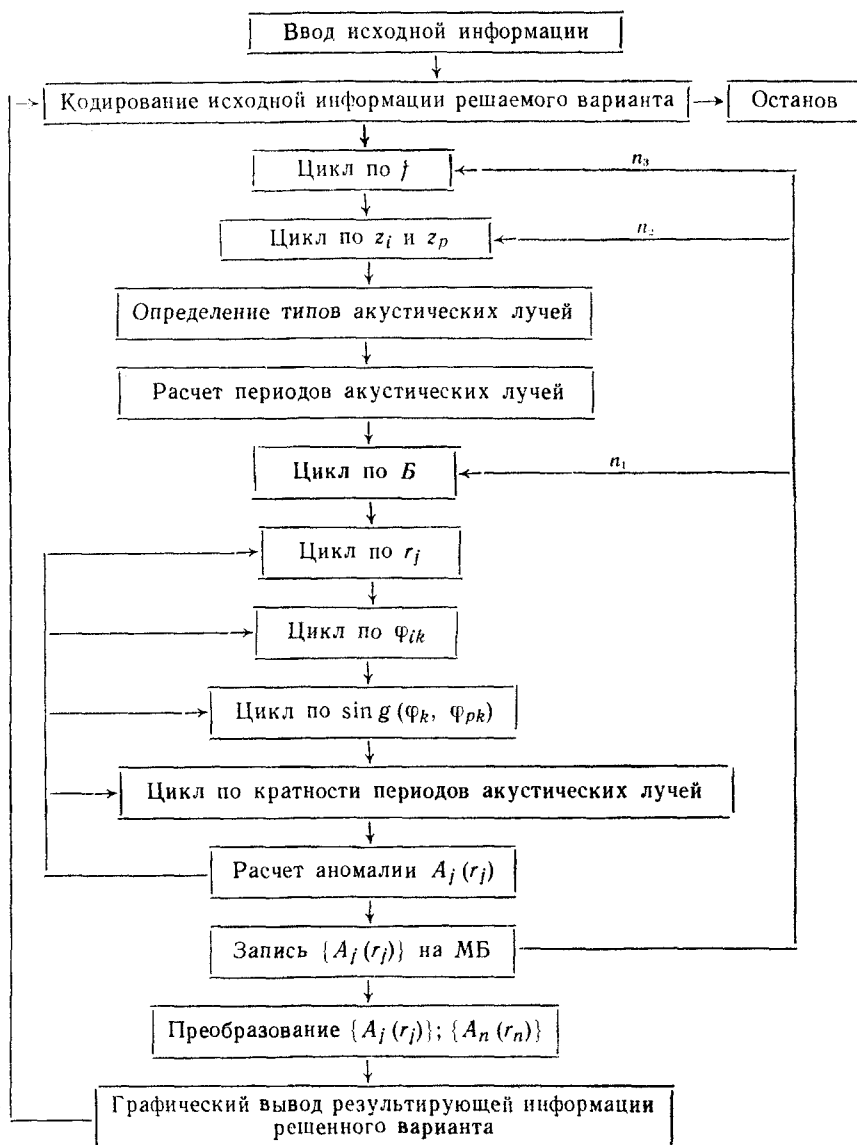
93.      r3: = z[n + 1] - z[n]; L[n]: = r3/r1;
94.      K[n] = (r2 × K[n - 1] - 3 × ((v[n + 1] - v[n])/r3 - (v[n] - v[n - 1])/r2))/r1
95.                                          end;
96.      for n: = s - 1 step - 1 until 1 do q[2, n]: = L[n] × q[2, n + 1] + K[n];
97.      for n: = 1, . . . , s do
98. begin r2: = z[n] - z[n - 1]; q[0, n - 1]: = v[n - 1];
99.      q[1, n - 1]: = (v[n] - v[n - 1])/r2 - (2 × q[2, n - 1] + q[2, n]) ×
      × r2/3;
100.     q[3, n - 1]: = (q[2, n] - q[2, n - 1])/(3 × r2)
101.                                          end end; for n: = 1, . . . , s do
102. begin if x < z[n] then
103. begin r1: = x - z[n - 1]; c: = q[0, n - 1] + r1 × (q[1, n - 1] + r1 ×
      × (q[2, n - 1] +
104.     r1 × q[3, n - 1])); go to M
105.                                          end end;
106. M:   end;
107.     Sp (xs[0], xs, As, q, s, c, 0); for i1: = 1, . . . , i5 do
108. begin X[i1]: = xs[0] + (i1 - 1) × hx;
109.     Sp (X[i1], xs, As, q, s, A[i1], 1);
110.     A[i1]: = if A[i1] ≤ b2[1] then b2[1] else A[i1];
111.     A[i1]: = if A[i1] ≥ c1[1] then c1[1] else A[i1];
112.                                          end;
113.     ks: = if i15 < n then i5 else n;
114.     for i1: = 1, . . . , ks do Ag[1, i, i1]: = A[i1]
115.                                          end end;
116.     Graf (io, i5, 1, a1, k, 0, j, b2, c1, Ag, 1);
117.     КОД (000, b[11], 0, 0001); КОД (050, 1034, b[4], 0)
118.                                          end end

```

Конец второго блока

ПРИЛОЖЕНИЕ II

Структурная схема организации решения задачи



ПРИЛОЖЕНИЕ IIIa

Описание исходной информации

Параметр	Кодовое обозначение	Примечания
Глубина горизонтов z_j , м	1—15	$z \neq 0$; глубина моря $z_{nc} < 6000$
Скорость звука на j -м горизонте c_j , м/с	16—30	Запрещается задавать слои с $c_2 = 0$, $1400 \leq c_j \leq 1600$
Количество n_c значений $c_j(z_j)$	31	$3 \leq n_c \leq 15$
Угол скольжения φ_j , °	32—39	$\varphi_j \leq 80$ ($\varphi_j < \varphi_{j+1}$)
Коэффициент отражения V_j от дна при угле скольжения φ_j	40—47	$V_j \leq 1$; коэффициенты отражения задаются по давлению; необходимо задавать все восемь пар $V_j(\varphi_j)$
Состояние поверхности моря B_j , балл	48—50	$B_j \leq 8$; по стандартной шкале
Количество n_1 значений B_j	51	$1 \leq n_1 \leq 3$
Горизонт источника z_{ij} , м	52—56	$z_1 < z_{ij} < z_{nc}$
Горизонт приемника z_{pj} , м	57—61	$z_1 < z_{pj} < z_{nc}$, $z_{pj} \neq z_{ij}$
Количество n_2 парных горизонтов z_{ij} и z_{pj}	62	$1 \leq n_2 \leq 5$
Излучаемая частота f_j , кГц	63—65	$0,5 \leq f_j \leq 50$
Количество n_3 частот f_j	66	$1 \leq n_3 \leq 3$
Предельная дистанция r_s , км	67	$10 \leq r_s \leq 100$
Число точек на графике N	68	$N \leq 250$
Шаг по дистанции на графике Δr	69	
Формат графика K	70	$K \leq 126$
Значение аномалии, дБ:		
минимальное	71	≥ -35
максимальное	72	≤ 25

ПРИЛОЖЕНИЕ III6

Опорное поле L_t -программы

Z_1	1	0	Z_{13}	13	0	C_{10}	25	1504,0	φ_3	37	40	B_2	49	0	Z_{p5}	51	0
Z_2	2	30	Z_{14}	14	0	C_{11}	26	0	φ_7	38	50	B_3	50	0	π_2	52	2
Z_3	3	34	Z_{15}	15	3	C_{12}	27	0	φ_3	39	60	π_1	51	1	f_1	53	8
Z_4	4	40	C_1	16	1467,5	C_{13}	28	0	V_1	40	0,45	Z_1	52	5	f_2	54	0
Z_5	5	45	C_2	17	1469,0	C_{14}	29	0	V_2	41	0,37	Z_2	53	5	f_3	55	0
Z_6	6	60	C_3	18	1467,0	C_{15}	30	0	V_3	42	0,32	Z_3	54	0	π_3	56	1
Z_7	7	100	C_4	19	1468,2	π_0	31	10	V_4	43	0,26	Z_4	55	0	r_3	57	100
Z_8	8	200	C_5	20	1464,8	φ_1	32	3	V_5	44	0,22	Z_5	56	0	N	58	101
Z_9	9	500	C_6	21	1462,6	φ_2	33	7	V_6	45	0,25	Z_{p1}	57	40	Δ_T	59	1
Z_{10}	10	1800	C_7	22	1465,6	φ_3	34	10	V_7	46	0,25	Z_{p2}	58	250	χ	60	65
Z_{11}	11	0	C_8	23	1460,4	φ_4	35	14	V_8	47	0,25	Z_{p3}	59	0	min	61	-20
Z_{12}	12	0	C_9	24	1479,5	φ_6	36	25	B_1	48	3	Z_{p4}	60	0	max	62	10

ПРИЛОЖЕНИЕ IIIв

**Подготовка исходных данных
нескольких вариантов**

0.999 999 990 15 11 74 I N kΣ	Начало Число, месяц, год Номер исходных данных Число вариантов Контрольная сумма
0.777 777 770 I	Вариант первый
$\begin{cases} j \\ l_j^1 \\ \vdots \end{cases}$	Кодовое обозначение \rightarrow Значение величины L_1
0.777 777 770 k	Вариант k-й
$\begin{cases} j \\ l_j^k \\ \vdots \end{cases}$	Кодовое обозначение \rightarrow Значение величины L_k
0.777 777 770 8	Вариант восьмой
$\begin{cases} j \\ l_j^8 \\ \vdots \end{cases}$	Кодовое обозначение \rightarrow Значение величины L_8
0.999 999 990 kΣ	Конец Контрольная сумма

УКАЗАТЕЛЬ ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абчук В. А., Матвейчук Ф. А., Томашевский Л. П. Справочник по исследованию операций. М., Воениздат, 1979.
2. Акустика морских осадков: Сборник статей. Пер. с англ./Под ред. Л. Хэмптона. М., Мир, 1977.
3. Акустика океана/Под ред. акад. Л. М. Бреховских. М., Наука, 1974.
4. Акустические методы и средства исследования океана.— Тезисы докладов I Дальневосточной акустической конференции «Человек и океан» 1—6 октября 1974 г., ч. I, II.— Владивосток, ДВНЦ АН СССР, 1974.
5. Альтберг В. Я. Атмосферная акустика.— Геофизический сборник. 1915, т. II, вып. 2, с. 1—69.
6. Андреева И. Б. Физические основы распространения звука в океане. Л., Гидрометеониздат, 1975.
7. Атлас океанов. Тихий океан.— М., 1974. Атлантический и Индийский океаны.— М., Главное управление навигации и океанографии, 1977.
8. Боголепов К. В., Чиков Б. М. Геология дна океанов. М., Наука, 1976.
9. Бреховских Л. М. Волны в слоистых средах. 2-е изд. М., Наука, 1973.
10. Висневская И. М., Потапов А. С., Тарасюк Ю. Ф. Машинный анализ данных ВРСЗ.— Записки по гидрографии, 1980, № 204, с. 61—66.
11. Военно-морская научная мысль. Сборник докладов. Л., Редакционно-издательский отдел Морских сил РККФ, 1926.
12. Вопросы динамической теории. Л., Наука, 1968, вып. 6, 1970, вып. 10.
13. Воробьев А. Н., Тарасюк Ю. Ф. Подводные устройства нейтральной плавучести.— Судостроение за рубежом, 1980, № 3 (159), с. 54—66.
14. Гидроакустика за 20 лет. Пер. с англ./Под ред. Ю. Ф. Тарасюка. Л., Судостроение, 1975.
15. Глаголева М. Г., Скриптунова Л. И. Прогноз температуры воды в океане. Л., Гидрометеониздат, 1979.
16. Давидан И. Н., Лопатухин Л. И., Рожков В. А. Ветер и волны в океанах и морях. Справочные данные. Л., Транспорт, 1974.
17. Давидан Л. И., Лопатухин Л. И., Рожков В. А. Ветровое волнение как вероятностный гидродинамический процесс. Л., Гидрометеониздат, 1978.

18. Дегтярев Г. М., Филин В. А. К методике построения осредненных кривых вертикального распределения океанографических величин.— Океанология, 1971, т. XI, вып. 1, с. 138—145.
19. Доронин Ю. П., Хейсин Д. Е. Морской лед. Л., Гидрометеоиздат, 1975.
20. Егоров Н. И. Физическая океанография. Л., Гидрометеоиздат, 1974.
21. Исследование океана из космоса. Л., Гидрометеоиздат, 1978.
22. Итоги науки и техники.— Океанология. М., 1970—1979, вып. 1—5. ВИНТИ.
23. Колобаев П. А. Исследование концентрации и статистического распределения размеров пузырьков, создаваемых ветром в приповерхностном слое океана.— Океанология, 1975, т. XV, вып. 6, с. 1013—1017.
24. Кудрявцев В. И. Промысловая гидроакустика и рыболокация. М., Пищевая промышленность, 1978.
25. Кутько В. П. Стратификация поля скорости звука в морской воде.— Труды ВНИИГМИ — МЦД, 1978, вып. 45, с. 105—125.
26. Малкина И. Г. Акустический эффект тонкой структуры океана при наличии звукового канала.— Доклады АН СССР, 1977, т. 237, № 1, с. 56—59.
27. Матвиенко В. Н., Тарасюк Ю. Ф. Дальность действия гидроакустических средств. Л., Судостроение, 1976.
28. Математические проблемы геофизики. Сборник статей. Новосибирск, 1969, вып. 1; 1971, вып. 2.
29. Моделирование и прогноз верхних слоев океана. Пер. с англ. Под ред. Э. Б. Крауса. Л., Гидрометеоиздат, 1979.
30. Океанографическая энциклопедия. Л., Гидрометеоиздат, 1974.
31. Океанографические таблицы. 4-е изд. Л., Гидрометеоиздат, 1975.
32. Океанология. Т. 1—10. М., Наука, 1978—1981.
33. Ольшевский В. В. Статистические методы в гидролокации. Л., Судостроение, 1973.
34. Первый съезд советских океанологов.— Физика океана. Морская техника. М., Наука, 1977, вып. 1.
35. Попов Н. И., Федоров К. Н., Орлов В. М. Морская вода. М., Наука, 1979.
36. Потапов А. С., Тарасюк Ю. Ф. Характер горизонтальных неоднородностей температуры в приповерхностном слое океана. Сборник трудов ЛГМИ. Л., 1979, вып. 71, с. 135—139.
37. Проблемы исследования и освоения Мирового океана. Л., Судостроение, 1979.
38. Простаков А. Л. Электронный ключ к океану. Л., Судостроение, 1978.
39. Розенберг Л. Д. Об одном новом явлении в гидроакустике.— Доклады АН СССР, 1949, т. 69, № 2, с. 175—176.
40. Серавин Г. Н. Измерение скорости звука в океане. Л., Гидрометеоиздат, 1979.
41. Соседова А. Л. Некоторые явления при распространении звука в море.— Акустический журнал, 1959, т. 5, № 4, с. 445—449.
42. Справочник по гидроакустике/Под ред. А. Е. Колесникова. Л., Судостроение, 1981.

43. Таблица для расчета скорости звука в морской воде. Гидрографическое управление ВМФ, 1965.
44. Тарасюк Ю. Ф. Измеритель скорости звука XSV для ВМС США.— Судостроение за рубежом, 1979, № 4, с. 90—93.
45. Тарасюк Ю. Ф. Новая аппаратура для определения ожидаемой дальности действия РЛС и ГАС.— Судостроение за рубежом, 1979, № 5, с. 97—101.
46. Тарасюк Ю. Ф. Гидроакустическая аппаратура для определения характеристик дна океана.— Судостроение за рубежом, 1979, № 11, с. 79—85.
47. Тарасюк Ю. Ф., Серавин Г. Н. Гидроакустическая телеметрия. Л., Судостроение, 1973.
48. Труды 1—9 Всесоюзной школы-семинара по статистической гидроакустике. Новосибирск, Наука, 1970—1979.
49. Труды 1—2 семинара «Акустические статистические модели океана». М., Акустический ин-т, 1977—1979.
50. Тюлин В. Н. Гидроакустика. Л., ВМА им. К. Е. Ворошилова, 1941.
51. Тюлин В. Н. Введение в теорию излучения и рассеяния звука. М., Наука, 1976.
52. Урик Р. Основы гидроакустики: Пер. с англ. Л., Судостроение, 1978.
53. Федоров К. Н. Тонкая термодинамическая структура вод океана. Л., Гидрометеиздат, 1974.
54. Физические методы исследования океана. Владивосток. Дальневосточный научный центр АН СССР, 1973.
55. Филиппов Д. М. О районировании поля скорости звука в океане.— Труды ВНИИГМИ — МЦД, 1976, вып. 33, с. 5—31.
56. Человек. Море. Техника. Л., Судостроение, 1980.
57. Шишкова Е. В. Физические основы промышленной гидроакустики. М., Пищевая промышленность, 1977.
58. Aigner F. Unterwasserschalltechnik. Berlin, 1922.
59. Clay C. S., Medwin H. Acoustical Oceanography. Principles & applications. USA, New York, A Wiley — Interscience publication, John Wiley & Sons, 1977.
60. Cox A. W. Sonar and Underwater Sound. Lexington Boons V. K., 1974.
61. Dörsing K. Über die Geschwindigkeit des Schalles in Flüssigkeiten. Bonn, 1907.
62. Ewart T. E. JASA, 1980, vol. 67, N 2, p. 496—503.
63. Flatte S. M. Sound transmission through a fluctuating ocean. London, 1977.
64. Hall M. JASA, 1979, vol. 67, N 3, p. 803—811.
65. Harold R. H. IEEE Intern. Conf. Acoustic Speech and Signal Processing Records, Tulsa, Oklahoma, 1978, p. 248—251.
66. Kibblewhite A. C., Hampton L. D. JASA, 1980, vol. 67, N 1, pt. 1, p. 147—157.
67. Munk W., Wunsch C. Deep — Sea Research, 1979, vol. 26, N 2A, p. 123—161.

68. Ocean 72—73 IEEE Intern. Conf. Engineering Ocean Enviromental, Seattle, Washington, 1973. New York, 1972—1973.
69. Oceanographie Atlas of the North Atlantic Ocean. Section VI. Sound Velocity. US Naval Oceanographic Office. Washington, 1967.
70. Schirmer F., Schmalfeldt B., Siebert I. Deutsche hydrographie Zeitschriften, 1979, mt. 32, N 2, s. 279—288.
71. Schulkin M., Garrison G. R., Wen T. JASA, 1979, vol. 66, N 1, p. 235—249.
72. Signal processing. Academie Press. London—New York, 1973.
73. Sound propagation and Underwater Systems. Meet., London, 1978.
74. Weston D. E., Stevens K. J. Journal Sound and Vibration, 1972, vol. 21, N 1, p. 57—64.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Введение	5
Глава I. ГИДРОАКУСТИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ОКЕАНА	7
§ 1. Характеристики водных масс	7
§ 2. Скорость звука	18
§ 3. Пространственное затухание	36
§ 4. Объемное рассеяние	46
Глава II. ГИДРОАКУСТИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПОВЕРХНОСТИ И ДНА ОКЕАНА	54
§ 5. Описание границ среды	54
§ 6. Характеристики поверхности	64
§ 7. Скорость звука в грунте	73
§ 8. Гидроакустические характеристики дна	81
Глава III. ГИДРОАКУСТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ	94
§ 9. Волновая и лучевая модели	94
§ 10. Фактор фокусировки	99
§ 11. Аномалия распространения	110
§ 12. Аномалия реверберации	122
Глава IV. ОСОБЕННОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ЗВУКА В ОКЕАНЕ	130
§ 13. Гидроакустические явления в океане	130
§ 14. Акустический климат и погода	141
§ 15. Определение условий распространения звука	154
Глава V. ОЦЕНКА ОЖИДАЕМОЙ ДАЛЬНОСТИ ДЕЙСТ- ВИЯ ГАС	163
§ 16. Измерение скорости звука в воде и грунте	163
§ 17. Построители зон обнаружения	174
§ 18. Расчеты дальности действия ГАС с помощью ЭЦВМ179	
Заключение	185
ПРИЛОЖЕНИЯ	187
Указатель литературы	201