С. С. Снеговской

ИССЛЕДОВАНИЯ МОВ И ТЕКТОНИКА ЮЖНОЙ ЧАСТИ ОХОТСКОГО МОРЯ И ПРИЛЕГАЮЩЕЙ ОКРАИНЫ ТИХОГО ОКЕАНА

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
САХАЛИНСКИЙ КОМПЛЕКСНЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ

550.8, 551.24

С. С. СНЕГОВСКОЙ

ИССЛЕДОВАНИЯ МОВ И ТЕКТОНИКА ЮЖНОЙ ЧАСТИ ОХОТСКОГО МОРЯ И ПРИЛЕГАЮЩЕЙ ОКРАИНЫ ТИХОГО ОКЕАНА

Ответственный редактор
канд. геол.-мин. наук Г. С. ГНИБИДЕНКО

1119

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск 1974

УДК 550.834 : 550.311

Монография посвящена результатам региональных сейсмических исследований МОВ, выполненных по методике непрерывного профилирования на акваториях Южно-Охотской глубоководной впадины и южной части Курильской островной дуги в 1967—1969 гг. Рассмотрены вопросы интерпретации, специфики волнового поля, структуры осадочных отложений и их физических свойств. Сопоставление с другими геолого-геофизическими данными позволяет сделать некоторые выводы о геологическом развитии региона, обусловленном, вероятно, перестройкой структуры океанической коры в континентальную.

Книга представляет интерес для специалистов морского сейсморазведочного профиля и геологов, изучающих тектонику дна морей в зоне перехода от материка к океану.

С $\frac{20801-793}{055(02)-74}$ 643—644—74

© Издательство «Наука», 1974.

ПРЕДИСЛОВИЕ

За 20 лет, прошедших со времени первых сейсмических исследований на акваториях дальневосточных морей и прилегающей части Тихого океана, выполнен большой объем наблюдений методами глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) и отраженных волн (МОВ). Получены данные, касающиеся строения земной коры и ее динамики, характера сочленения основных структур и истории их геологического развития.

Однако большинство задач, стоящих перед исследователями, до конца не решены. Геологические выводы при интерпретации геофизических данных иногда оказываются противоречивыми, что объясняется как различными возможностями отдельных методов, так и неполным и недостаточно уверенным характером геофизической информации, вызванным технико-методическими ограничениями, применением упрощенных схем наблюдений.

Изложенные в книге материалы морских сейсмических исследований МОВ получены в 1967—1969 гг. в южной части Охотского моря и прилегающей окраине Тихого океана Сахалинским комплексным НИИ ДВНЦ АН СССР совместно с Тихоокеанской экспедицией Всесоюзного научно-исследовательского института морской геологии и геофизики Министерства геологии СССР (обработка полученных материалов проводилась в Сахалинском комплексном научно-исследовательском институте). Результаты проведенных морских работ МОВ не исчерпывают всех геологических проблем зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану. Тем не менее они выгодно отличаются от предшествующих исследований более высокой точностью своих определений и возможностью их сопоставления с данными геологии на соседних участках суши. Возможная неоднозначность интерпретации данных МОВ при той методике, которая применялась, сохраняется по большей части лишь на одной из первичных стадий обработки, а именно, при использовании материалов экспресс-информации.

При автоматической обработке сейсмических записей на ферромагнитных пленках с помощью машин типа ПСЗ сейсмические разрезы по профилям наблюдений получают используя метод переменной ширины или плотности. Для правильного построения временных разрезов при помощи многоканальной сейсмической записи необходим, однако, анализ и учет влияния отклонений от предполагаемой методики работ, предварительное изучение скоростных характеристик разреза и особенностей волнового поля. В тех случаях, когда автоматическая обработка намного опережает фундаментальную интерпретацию (как это имело место при данных исследованиях), на ряде участков временных разрезов появляются трудно коррелируемые особенности, оставляющие большую возможность для сомнений либо (в силу субъективных факторов) для произвольного решения важных вопросов. К сожалению, это обстоятельство не всегда учитывается некоторыми исследователями, использу-

ющими экспресс-информацию для дальнейших своих построений без рассмотрения вопросов корректности и погрешностей метода.

Автор, выполнявший обработку материалов МОВ на всех стадиях с тщательным изучением и корреляцией сейсмических записей на сейсмограммах, считает себя более других ответственным за корректное использование данных МОВ, объективную оценку их погрешностей и значения для геологической интерпретации. Это обстоятельство явилось дополнительной причиной, побудившей к подготовке настоящей работы в виде цельного и достаточно полного описания методики работ и интерпретации первичного материала и скоростных параметров разреза, принципов выделения и прослеживания различных комплексов осадочных отложений и восстановления некоторых черт геологического развития региона.

Настоящие работы МОВ проводились по программе научных исследований Сахалинского комплексного научно-исследовательского института ДВНЦ АН СССР при содействии и одобрении начальника Управления геофизических работ Министерства геологии СССР члена-корреспондента АН СССР В. В. Федынского. Автор признает также своим приятным долгом выразить благодарность за помощь и внимание в процессе обработки материалов и обсуждения результатов МОВ С. М. Звереву и Ю. В. Тулиной (Институт физики Земли АН СССР), Г. Б. Удинцеву (Институт океанологии АН СССР), А. П. Милашину (Геленджикское отделение ВНИИМОРГЕО МГ СССР (ныне ЮЖМОРГЕО), Г. С. Гнибиденко, В. К. Грабкову, Ю. А. Павлову, В. П. Семакину, К. Ф. Сергееву, П. М. Сычеву, инициатору проведения исследований И. К. Туезову (СахКНИИ).

С большой признательностью автор вспоминает участие в работе экипажа экспедиционного судна «Мирный» и персонала сейсмической партии Тихоокеанской экспедиции, в том числе В. А. Сиплатова, Я. Н. Протаса, Н. С. Балабко, В. И. Баранова и начальника экспедиции М. Х. Лившица. Автор благодарен также всем сотрудникам СахКНИИ, участвовавшим в обработке материалов МОВ и подготовке к печати настоящей книги.

ВВЕДЕНИЕ

В последние годы в нашей стране и за рубежом все больше внимания уделяется вопросам геологического строения шельфов и континентальных склонов, окраинных морей и прилегающих к суше районов океана. Крупные в геологическом отношении проблемы связаны, в частности, с зоной перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Эта область характеризуется высокой тектонической активностью и наличием структур, происхождение и эволюция которых, несомненно, связаны с процессами развития земной коры, с горообразованием и ее погружением, с землетрясениями и вулканизмом, с генезисом и размещением полезных ископаемых.

К таким структурам зоны перехода относятся глубоководные котловины окраинных морей и островные дуги с прилегающими к ним желобами. Глубоководные впадины окраинных морей в силу своих характерных особенностей геоморфологии, строения земной коры и естественных геофизических полей являются связующим звеном между структурами океанов и континентальных окраин. Изучение геологического строения глубоководных впадин, в конечном счете, имеет существенное значение для решения проблемы о направленности развития земной коры. Столь же важным представляется изучение структуры геологических отложений на акваториях островных дуг.

Тем не менее относительно природы, возраста и развития этих структур до сих пор не существует единого мнения. Одни исследователи считают, что глубоководные котловины окраинных морей являются реликтами океанов и отражают тенденцию развития материковой коры за счет океанов (Васильковский, 1968; Гнибиденко, 1970; Марков и др., 1967; Сычев, 1969), другие объясняют возникновение котловин процессами переработки участков прежней коры континентального типа (Белоусов, 1968; Петрушевский, 1964; Рудич, 1962), третьи — горизонтальными перемещениями отдельных блоков земной коры (Берсенев, 1968; Кропоткин, Шахварстова, 1965; и др.).

Весьма противоречивы представления исследователей о Курильской дуге: ее относят к типу островных дуг, не имеющих геосинклинальной предыстории своего развития (Белоусов, Рудич, 1960); признают геосинклинальное развитие (Алексейчик, 1962; Вергунов, 1964; Власов, 1961); ее становление связывают с геоантиклинальным поднятием на коре океанического типа (Васильковский, Худяков, 1966) или, напротив, с обрушением прилегающих участков древней суши (Сергеев, 1970).

Изучение глубоководных котловин окраинных морей и островных дуг вместе с глубоководными желобами является отправной точкой, своеобразным пробным камнем при разработке и проверке многих тектонических схем и гипотез. Указанные выше проблемы при сравнительно высокой степени изученности глубинного строения земной коры акваторий Южно-Охотской впадины (Курильской котловины) и южной части Курильской островной дуги обрисовывают дальнейшие перспективы исследований структуры и скоростной характеристики осадочных отложений методом МОВ в этих районах.

Уступая по глубинности методу ГСЗ, МОВ позволяет (благодаря более высокой разрешающей способности) при благоприятных сейсмогеологических условиях значительно детальнее исследовать верхнюю часть земной коры. Это особенно ценно, так как осадочные отложения верхнего стратиграфического интервала изучены обычно более полно на суше. Становится возможной корреляция данных, полученных с помощью геологического молотка и буровых скважин, с результатами профилирования на море.

Проведенными в 1957, 1963—1964 гг. исследованиями ГСЗ на акваториях Южно-Охотской впадины и Курильской островной гряды установлены основные черты строения земной коры, намечены границы ее различных блоков, выявлены общая мощность осадков в различных структурно-фациальных зонах и некоторые закономерности их распределения. Однако для изучения скоростных свойств и расчленения осадочной толщи на отдельные слои были необходимы усовершенствование методики наблюдений и применение разведочной пьезокосы (Строение земной коры..., 1964).

Применение разведочной методики работ МОВ при решении тектонических задач в зоне сочленения структур первого порядка наряду с положительными сторонами показало и свои недостатки. Поэтому пришлось более внимательно рассмотреть специфические черты интерпретации и характер волнового поля, оценить точность выполненных определений. К вопросам, требовавшим изучения, относятся также выделение различных комплексов осадочных отложений и подстилающих пород фундамента, выяснение соотношения глубинных и поверхностных структур, корреляция и сопоставление данных МОВ и ГСЗ, геофизики и геологии на прилегающих участках суши, генетическая систематизация полученных результатов.

Практическое значение выполненных исследований определяется ролью тектоники в размещении нефтяных и газовых месторождений. Новые данные МОВ будут полезны при оценке нефтеперспектив исследуемых акваторий и дальнейшего направления поисковых геофизических работ.

СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О СТРУКТУРЕ ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ И ГЕОЛОГИЧЕСКОМ РАЗВИТИИ РЕГИОНА

ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА И СТРОЕНИЕ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Развитие представлений о глубинном строении земной коры региона связано с геофизическими исследованиями и главным образом методом ГСЗ. В результате работ ГСЗ 1957—1958 гг. было установлено (Строение земной коры..., 1964), что земная кора подразделяется (в зависимости от соотношений мощностей слоев) на 4 типа, осложняемых структурами высшего порядка, причем в различных областях выявляются соответствующие соотношения рельефа кровли и подошвы земной коры, а также дна акваторий и кровли консолидированной коры. Последнее свидетельствует об изменениях скорости осадконакопления или о различном возрасте отдельных структур. В зависимости от скорости распространения сейсмических волн осадочные отложения подразделены на 4 типа: рыхлые, полууплотненные, уплотненные и плотные метаморфические. Для океана характерны рыхлые осадки, в море различное геологическое строение отдельных участков и скорости осадконакопления обусловливают сложное распространение разных типов осадков.

В районах Сахалина, Хоккайдо, центральной и северной частях Охотского моря, а также северо-западного склона Курило-Камчатского желоба установлена трехслойная земная кора; в глубоководных впадинах гранитный слой не обнаружен, а осадочный слой имеет повышенную мощность (в Курильской котловине при средней скорости в осадках 3 км/с их максимальная мощность определяется равной 5—6 км); в южной части Курильской дуги гранитный слой выражен нечетко, рыхлые осадки местами имеют незначительную мощность либо полностью отсутствуют. Восточнее о. Итуруп максимальная мощность осадков со средней скоростью 2,3 км/с достигает в прибрежной части 4 км, а на внутреннем борту желоба — 7 км. Подводному хребту Витязь соответствует линзовидный слой пород со скоростью 5,0 км/с.

Более детальные наблюдения ГСЗ 1963—1964 гг. показали, что строение верхней части земной коры, особенно в областях сочленения различных структур, отличается еще большей сложностью и многообразием. На шельфах Юго-Восточного Сахалина в верхней части земной коры над опорной границей, характеризующейся в среднем скоростью около 6,0 км/с, выделена одна или две границы, скорости по которым варьируют в пределах 4,8—5,2 и 2,6—3,4 км/с (Глубинное сейсмическое зондирование..., 1971). В табл. 1 приводятся данные о глубинах и скорости по опорной и вышележащим границам на присахалинских профилях ГСЗ.

В различных районах центральной части Охотского моря внутри осадочного слоя выделены границы со скоростью 4,7 и 5,2 км/с. По данным ГСЗ 1964 г. (Тулина, 1969), осадки восточнее о. Итуруп характеризуются скоростями 2,0 и 2,2—2,6 км/с, на внутреннем крыле хр. Витязь породы с граничной скоростью 5,1—5,6 км/с перекрыты на отдельных участках отложениями, средняя скорость в которых равна 3,4—3,6 км/с. Аналогичная характеристика верхней части разреза получена при исследованиях ГСЗ в 1968 г. восточнее о. Шикотан (Алексеев и др., 1972).

Таблица 1

Номер профиля	Глубина преломляющих границ, км	Скорость, км/с		Расположение участков
		граничная	средняя	
20	1—2	2,6		Севернее Тонино-Анивского полуострова
20	1,5—2	3,4	1,8	Северное окончание профиля
20	2—3	4,8—5,2	2,2	Пересечение с ПР 1-М и северное окончание ПР 20
20	4—5	5,6—6,3		Средняя часть профиля
20	2,3—3,6	5,1—6,9	3,4	Близ Тонино-Анивского полуострова
6-М	2,7	6,0	3,0	Близ мыса Терпения
1-М	2,0	6,0	2,4	Западнее ПР 20
1-М	5—6	6,0	3,0	В нижней части склона котловины
14-М	5—7	6,0—6,4	2,5—2,7	Вблизи Сахалина
29	2—3	5,8	2,0	Погружение к восточному окончанию профиля

По сейсмическим наблюдениям на Южном Сахалине поверхность метаморфического фундамента, являющегося цоколем для слабо метаморфизованных пород верхнего палеозоя (?) — мезозоя и рыхлых кайнозойских образований, характеризуется граничной скоростью 5,8±±0,2 км/с, а покрывающая среда — средней скоростью 3,3±0,5 км/с (Лившиц, 1968). По данным сейсмокаротажа, пластовая скорость в верхнемеловых породах равна 4,85 км/с; граничные скорости, соответствующие этой поверхности, определены 4,8—5,0 км/с. В Тымь-Поронайской низменности к поверхности позднепалеозойских — мезозойских пород, вскрытых бурением, приурочена граница со скоростью около 5,5 км/с (Лившиц, 1972б).

В прибрежной части залива Терпения сейсморазведочные работы МОВ устанавливают наличие прогибов с большой мощностью осадков предположительно неогенового возраста. Эффективная скорость в интервале 0,3—3,0 км увеличивается от 1,7 до 2,4 км/с и достигает 2,8 км/с на глубине 5 км. В целом для неогеновых отложений Сахалина характерно плавное нарастание скорости от 1,5 до 3,0 км/с и отсутствие опорных отражающих границ в разрезе.

Изучение физических параметров осадочных отложений Южного Сахалина на образцах горных пород (Скорикова, 1970) показывает, что скорости плавно возрастают с увеличением стратиграфической глубины от значений 1680 (маруямская свита верхнего неогена) до 3500 м/с (палеогеновые отложения). Повышенными значениями скорости характеризуются низы нижнего неогена — 4,0—4,4 км/с. Плотность пород возрастает от 1,9 до 2,5 г/см^3. В разрезе выделяется ряд границ, которые соответствуют изменению акустической жесткости пород (в среднем в 1,5 раза) и, следовательно, обладают хорошими отражающими качествами. Особенно резкой границей (изменение акустической жесткости в 2 раза) является контакт между палеогеновыми и меловыми породами. Последние характеризуются скоростями около 5 км/с, более древние породы — 5,6—6,9 км/с. Соответственно значения плотности равны 2,7 и 2,8—3,0 г/см^3. Для миоцен-плиоценовых пород о. Кунашир (до глубины свыше 600 м) скорость, определяемая на образцах (Скорикова, Дуничев, 1969), изменяется в пределах 2,0—4,5 км/с при преобладающих значениях около 3,2 км/с.

Аномалии магнитного и гравитационного полей рассматриваемого региона в основном отражают особенности структуры и физических свойств нижней части земной коры и верхней мантии, хотя, как отмечает И. А. Соловьева (Марков и др., 1967), приуроченность магнитовозмущающих тел к консолидированной части земной коры может явиться некоторым показателем мощности осадочных отложений.

Для Курильской котловины характерны изометричные магнитные аномалии небольшой интенсивности, для Курильской островной гряды и центральной части Охотского моря — интенсивные полосовидные аномалии. Природа последних объясняется глубинными разломами, внедрениями магматических образований и развитием вулканогенных пород (Гайнанов, Соловьев, 1963; Кочергин, 1970; и др.). Залегание верхней кромки магнитовозмущающих тел в океане близко к поверхности базальтового слоя, в центральной части Охотского моря несколько выше, в Курильской котловине магнитовозмущающие тела расположены в базальтовом слое и верхах мантии.

Изучение характера гравитационного поля (Гайнанов, 1963, и др.) показывает, что на фоне увеличения интенсивности в направлении от материка к океану интенсивные положительные аномалии Буге наблюдаются в областях подъема поверхности М (Курильская котловина, зона, расположенная восточнее Большой гряды, и др.). Аномалии Фая и изостатические аномалии — со слабым преобладанием положительных значений. Расчеты гидростатического давления на некоторую поверхность компенсации показывают близость Курильской котловины к океанической структуре, заполнившейся к настоящему времени мощной толщей осадков (Сычев, 1969).

Курильская островная дуга обладает высокой сейсмичностью. Глубина очагов землетрясений возрастает с приближением к материку от 100—150 до 500—700 км. Курильская котловина почти асейсмична. Распределение очагов связывается с положением фокальной зоны, наклоненной под материк (Тараканов, Соловьев, 1968; и др.).

Суммируя данные о геологическом строении региона, отметим следующее: значительные колебания высот твердой оболочки Земли, достигающие 5—10 км, вулканическая деятельность, интенсивная сейсмичность, контрастные тектонические движения, приводящие к различного рода дизъюнктивным нарушениям, разновозрастность и разнотипность геологических структур, сложные формы их сочленения и другие черты характеризуют данную область как тектонически активную в настоящее время зону, развитие которой обусловлено процессами крупного, глобального плана.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ И ПРОЦЕССЫ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Район исследований занимает сравнительно небольшую часть обширных акваторий Дальнего Востока — южную часть Охотского моря и прилегающий участок Тихого океана; с западной и юго-западной сторон к нему примыкают острова Сахалин и Хоккайдо; на юго-восточной окраине расположены острова южной части Курильской дуги (рис. 1).

Рельеф островной суши преимущественно гористый. Высота отдельных вершин достигает 800—1600 м над ур. м., крутизна склонов до 30—50°. Значительная расчлененность рельефа связана, как указывает Е. М. Рудич (1962), с близостью базиса эрозии, интенсивностью и дифференцированностью новейших и современных тектонических движений. Существенную роль в формировании рельефа Курильских островов играют процессы вулканизма.

Примыкающие к суше области шельфа имеют различную протяженность — от 5—10 до 100—150 км. Наиболее обширные площади занимают шельф залива Терпения, лежащего на продолжении Тымь-Поронайской низменности, и отмель между Большой и Малой Курильскими грядами, формирование которой, как предполагает Г. Б. Удинцев (1957), связано с послеледниковым поднятием уровня океана. Поверхность подводного хр. Витязь, являющегося продолжением Малой гряды, в его южной части также выровнена.

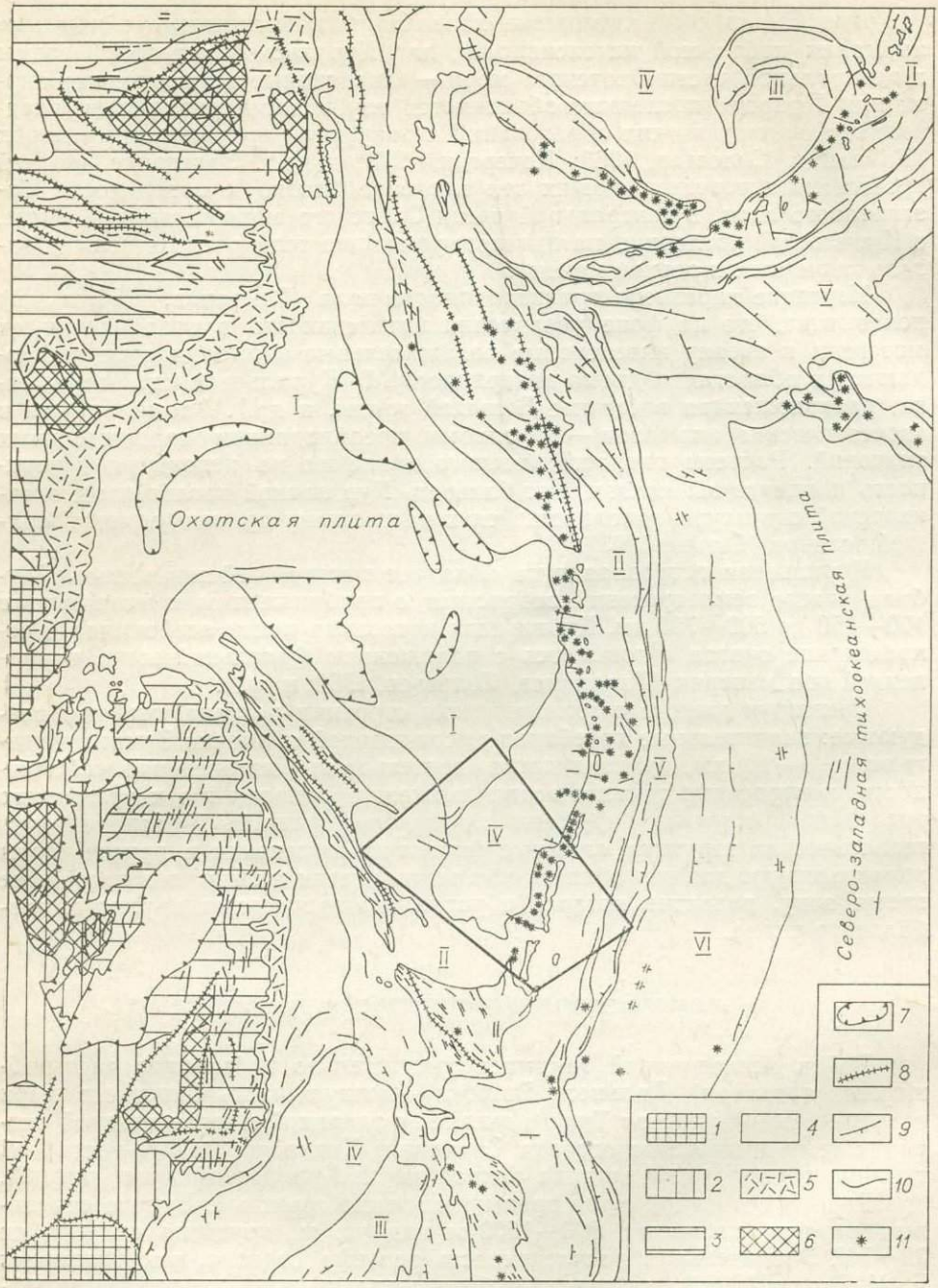


Рис. 1. Тектоническая схема приохотской части зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану (по Яншину и др., 1966). Границы района исследований показаны четырехугольником.

1—4 — области складчатости на суше: *1* — каледонской и более древней, *2* — герцинской, *3* — мезозойской, *4* — кайнозойской; *5* — вулканогенно-осадочный комплекс Чукотско-Катазиатского пояса (Pg—J); *6* — выступы основания (массивы); *7* — границы наложенных мезозойских и кайнозойских впадин; *8* — главнейшие глубинные разломы; *9* — разломы различного типа; *10* — складчатые нарушения; *11* — вулканы и подводные горы вулканического происхождения.

Структуры морского и океанического дна: I — участки эпимезозойских и более древних платформ; II — складчатые и геосинклинальные системы; III — участки донеогеновой складчатости; IV — глубокие котловины, лишенные гранитного слоя; V — океанические глубоководные желоба; VI — краевые валы океанических платформ.

В рельефе дна рассматриваемых акваторий выделяются крупнейшие морфоструктуры Южно-Охотской впадины (Курильская котловина) и Курило-Камчатского желоба с максимальными глубинами соответственно 3382 и 10 542 м. Подводные склоны впадин, крутизна которых достигает 15—20°, изрезаны долинами и каньонами. На склонах отмечены поверхности выравнивания и подводные горы типа изолированных вулканических построек со стороны Курильских островов и типа хребтов, являющихся продолжением структур суши, со стороны островов Сахалин и Хоккайдо (Удинцев, 1955, 1957).

Низкая величина отношения водосборных областей и акватории Охотского моря обусловливает сходство процессов осадконакопления в последнем с Тихим океаном. Основная роль в поставке осадочного материала для глубоководных котловин принадлежит взвешенным в воде частицам различного происхождения: терригенным, вулканогенным, органогенным и хемогенным. Современные морские осадки, как показали исследования Института океанологии АН СССР (Безруков, 1960; и др.), представлены в основном песчано-глинистыми и гравийными отложениями в прибрежных частях акваторий и различными илами (глинистыми, алевролито-глинистыми) — в глубоководных котловинах. Встречаются включения валунов, гравия и гальки, вероятно, принесенные водорослями и льдами. Большое значение для осадкообразования имеют мутьевые потоки, подводные оползни и придонные течения — характерные черты этих явлений отмечаются многими исследователями в различных районах земного шара. Так, близ атлантического побережья Сев. Америки обнаружены оползневые структуры, удаленные от подножия склона на расстояние около 30 км и достигающие до 25 км² (Stanley, Silverberg, 1969). Осадки мутьевых потоков заполняют абиссальную равнину залива Аляска; Э. Л. Гамильтон (Hamilton, 1967) считает, что турбидиты выравнивают рельеф дна, а пелагические осадки облегают его. Ф. П. Шепард (1969) указывает, что турбидиты прослеживаются на расстояния до 1 тыс. миль от берега. Возможные скорости мутьевых потоков достигают 13 и даже 24 м/с.

Существует мнение, по которому ведущая роль в процессах накопления осадков отводится придонным течениям. Доказывается это существованием отложений с простиранием, перпендикулярным направлению склона (Кипер, 1967). Иная точка зрения утверждается А. В. Ильиным (1969), указывающим, что для объяснения геоморфологии дна следует привлекать данные о физико-химических свойствах глубоководных осадков, которые являются определяющими. В формировании глубоководных осадков признается также существенная роль процессов перемешивания под влиянием бентосных организмов и др. (Wolfgang, Ross, 1968).

Таким образом, процесс осадконакопления в акваториях рассматриваемой зоны может протекать следующим образом. Эрозия суши, абразия морских берегов, вулканические процессы, органическая жизнь моря — это источники будущего осадочного материала. Оползни и мутьевые потоки, придонные и вообще морские течения, льды и водоросли — транспортирующие факторы, препятствующие отложению осадков на одних участках, размывающие на других и приносящие их в районы, удаленные от источников сноса. Осаждающийся материал под влиянием физико-химических процессов перемешивается, претерпевает качественные изменения и преобразуется в горные породы.

Для правильного понимания процессов седиментации и их геологической интерпретации весьма важен вопрос о скорости осадконакопления в морях и океанах, решение которого до настоящего времени все еще остается неоднозначным. Это объясняется как недостаточной точностью методов, так и существенным различием процессов осадконакопления в различных районах. Известно, например, что скорости для раз-

личных бассейнов могут отличаться в сотни и даже тысячи раз (Леонтьев, 1963). Резко отличаются условия и в пределах одного бассейна — для шельфов, склонов и удаленных от них участков. Н. М. Страхов (1969) отмечает, что на шельфах и материковых склонах океана скорость достигает десятков сантиметров в тысячу лет, а для центральной части составляет десятые и сотые доли сантиметра. В то же время Ф. П. Шепард для районов Северной Атлантики по колонкам тридцатиметровой длины определяет для голоценового периода скорость, равную 30 см/1000 лет.

Высокие скорости голоценовой седиментации отмечаются Д. Е. Гершановичем (Gershanovich, 1968) для Берингова моря: на шельфе — от 2 до 30, в нижней части склона — до 40, в южной и центральной частях глубоководной котловины — 6—10 см/1000 лет. Еще более высокие скорости современного осадконакопления (несмотря на низкую точность определения) были установлены А. П. Лисицыным (1955) для различных глубин Берингова моря по количеству взвеси в воде и ее составу, а также объемному весу осадков. В южной части глубоководного моря скорость осадконакопления равна 8—9 см/1000 лет, в северной — 30—100; близ материкового склона она максимальна — 100—150, до 300—450 на отдельных участках; для шельфа — не менее 100 см/1000 лет. Рассматриваемые величины в Беринговом море представляют определенный интерес в связи с большим сходством условий Охотского моря (Лисицын, 1966). Послеледниковая скорость осадконакопления в Охотском море, по И. Л. Безрукову (1955), определяется от 0,5—1 до 100—200, в Курило-Камчатском желобе — до 5—20 см/1000 лет.

Детальные вычисления на основе стратиграфического расчленения верхних осадочных горизонтов и в сопоставлении с другими данными были выполнены И. П. Карташовым (Марков и др., 1967) для Курильской котловины. Скорость осадконакопления в голоцене определена равной около 19 см/1000 лет, для более древних ледниковых эпох ее значение увеличивается до 27—35 см/1000 лет.

Определения, проведенные в последние годы различными современными методами, показывают, что в центральных частях океанов значение скорости чаще всего находится в пределах 0,1—3 см/1000 лет (Лисицын, 1971). Четко обнаруживается влияние климатической и вертикальной зональности поступления биогенного и терригенного материала, а также увеличение значений скорости с приближением к суше. Большая часть Охотского моря на карте, составленной А. П. Лисицыным, относится к областям со скоростью от 3 до 10 см/1000 лет и более. Вероятно, Курильскую котловину, отгороженную от океана островной грядой, следует рассматривать как гигантский отстойник, скорость осадконакопления в котором значительно превышает величину, характерную для прилегающих областей океанического ложа.

ГЕОЛОГИЯ ПРИЛЕГАЮЩИХ РАЙОНОВ СУШИ

Район исследований расположен в пределах Японо-Охотской геосинклинальной области (Алексейчик, 1962), которая охватывает Сахалин, Хоккайдо, Курильские острова, Охотское море с прилегающей окраиной Азиатского материка и является частью Тихоокеанского кайнозойского складчатого пояса (Кропоткин, Шахварстова, 1965). Области более древней складчатости располагаются западнее, в пределах материка (см. рис. 1). Заложение геосинклинали связывают с возникновением глубинных разломов в конце мезозоя — начале кайнозоя. В настоящее время отдельные участки геосинклинальной Японо-Охотской области находятся на разных стадиях развития, что обусловлено заложением на разнородных структурных элементах.

По вопросу о завершенности складчатости на Сахалине существуют различные мнения. Некоторые исследователи (С. Н. Алексейчик и др., 1970) полагают, что к настоящему времени складчатость не завершена и продолжается на фоне общего поднятия области; другие исследователи — Л. И. Красный (1965) Г. М. Власов (1961) — находят признаки завершения кайнозойского этапа геосинклинального развития, а современную тектоническую активность объясняют заложением и развитием новых геосинклиналей.

По С. Н. Алексейчику и др., в составе Сахалинского мегантиклинория выделяются два крупных антиклинория и расположенный между ними синклинорий. На Тектонической карте Евразии (Яншин, 1966), составленной по принципу выделения возраста главной складчатости, указанным антиклинорным структурам соответствуют древние синклинории.

На Сахалине развиты доверхнемеловые, верхнемеловые и третичные образования (рис. 2). Наиболее древние отложения условно определяются как ранне-среднепалеозой-

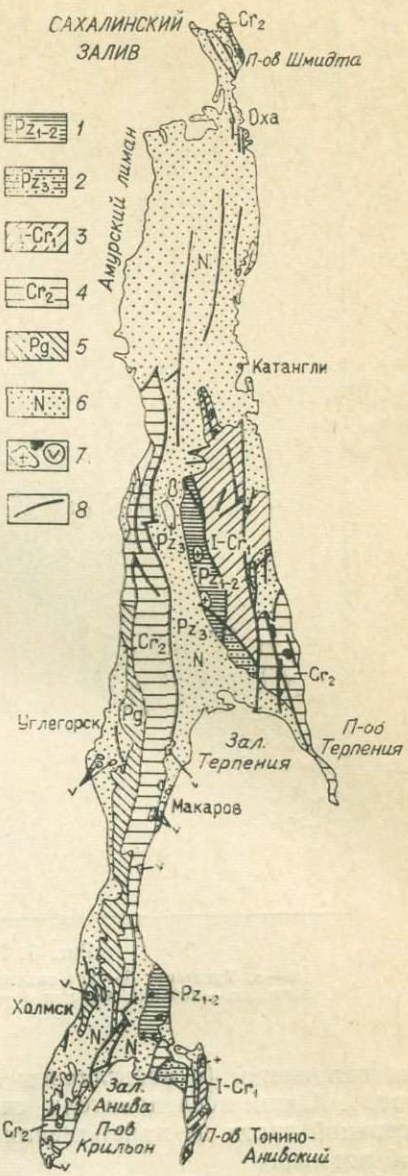


Рис. 2. Геологическая схема южной части о. Сахалин (по Занюкову, Тихомирову, 1967).

1 — нерасчлененные нижне-среднепалеозойские образования; *2* — верхнепалеозойские отложения; *3* — нерасчлененный триас — нижний мел; *4* — верхнемеловые отложения; *5* — палеогеновые отложения; *6* — неогеновые осадочные комплексы; *7* — интрузивные породы (слева направо: кислые, средние и основные); *8* — линии тектонических нарушений.

ские; они представлены мощной толщей сланцев зеленокаменной фации метаморфизма. Отложения позднепалеозойского и юрско-раннемелового возраста представлены терригенно-кремнистыми вулканогенными образованиями. Комплекс образований нижнего структурного яруса сложно дислоцирован (углы складок до 30—50° и более) и пересечен крупными разломами. Породы комплекса распространены в ядрах антиклинальных структур — Восточно-Сахалинской, Сусунайской и Тонино-Анивской. Их мощность достигает 3—5 км и более.

Наиболее полный разрез меловых и третичных пород представлен на Западном Сахалине. Это — терригенные образования, большей частью морского, частично пресноводно-континентального типа. Общая мощность меловых пород в этом районе около 6 км, палеогеновых — 2,5—3,0, неогеновых — 4—5, с учетом последующего размыва — 3,0—3,5 км. Неогеновые отложения на западе района согласно залегают на палеогеновых породах, на востоке — в основном на различных горизонтах мело-

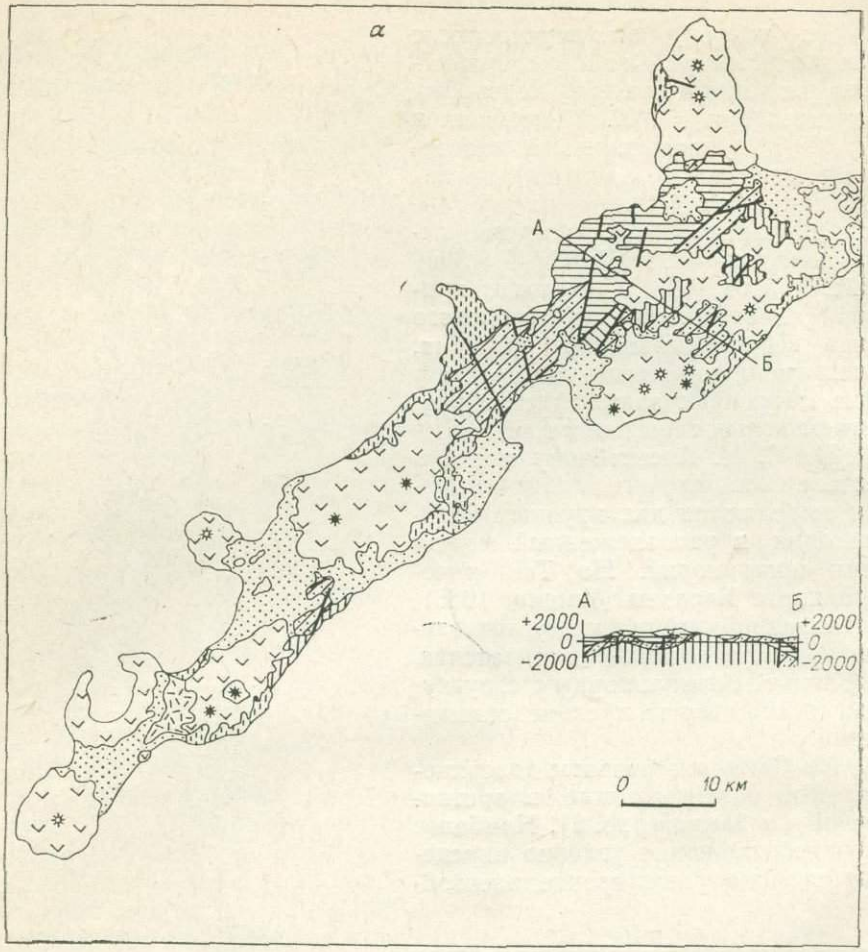


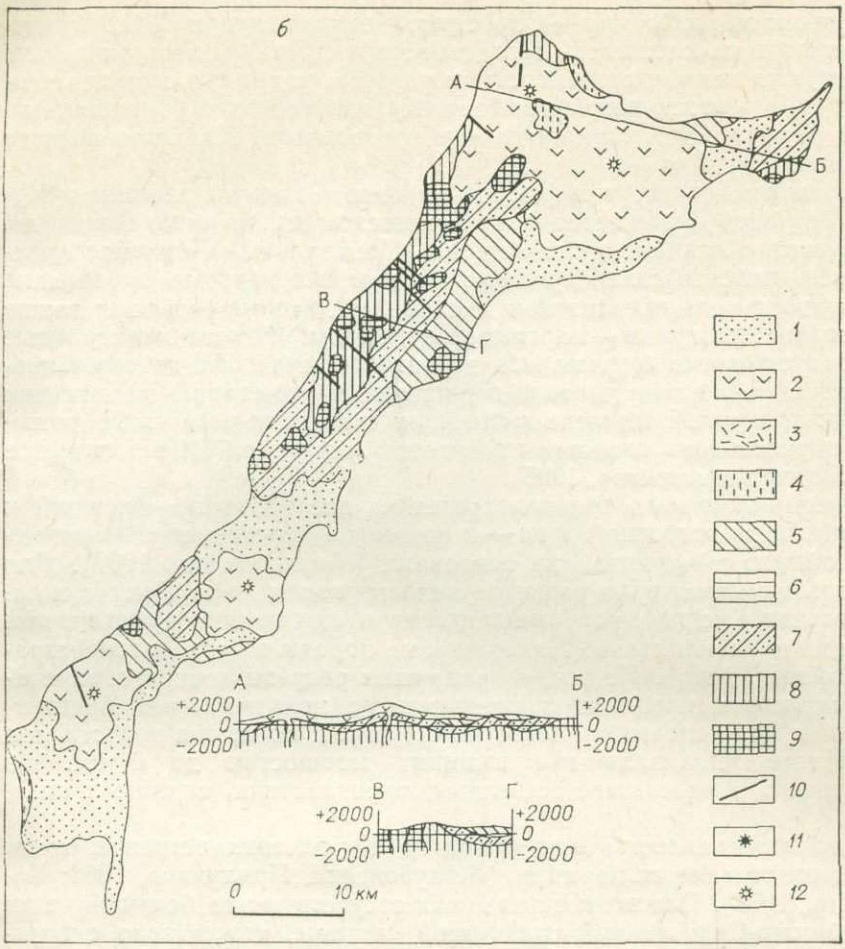
Рис. 3. Геологическая схема южных островов Большой

а — о. Кунашир; *б* — юго-западная и центральная часть о. Итуруп. *1—3* — четвертич-плиоцен — верхний миоцен; *6* — верхний — средний миоцен; *7* — средний миоцен; *8* — ствующие

вых отложений (с несогласием или по поверхности тектонических разрывов). Одни исследователи считают, что палеогеновые отложения в восточной части не накапливались, другие предполагают их последующий размыв.

В отличие от меловых и палеогеновых пород, неогеновые отложения представлены более разнообразным комплексом, в котором присутствуют и вулканогенные образования — туфы, туфобрекчии, песчаники и отчасти лавы. Неогеновые отложения несогласно перекрывают меловые или более древние образования и в остальных районах Южного Сахалина. В Тымь-Поронайской низменности их суммарная мощность достигает 5 км, от размыва сохранилась лишь часть — 2,5—3,0 км (Верещагин, 1970). Неогеновые образования дислоцированы в пологие складки с углами на крыльях 15—20, редко 45—60°. Простирание близко к меридиональному. На юго-востоке острова их мощность достигает 4,5 км, причем сравнительно мощными являются плиоцен-четвертичные отложения. Пологие куполовидные складки, в которые здесь собраны неогеновые отложения, местами рассечены крупными разломами.

Отложения, развитые на Курильских островах, характеризуются, как это отмечают Г. П. Вергунов (1961) и А. Ф. Прялухина (1961), преобладанием туфогенных и вулканогенных пород при незначительном



Курильской гряды (Жидкова и др., 1972):

ные отложения: *1* — осадочные, *2* — вулканические, *3* — пепловые; *4* — плиоцен; *5* — нижний миоцен; *9* — плиоценовые экструзии; *10* — разломы, *11—12* — потухшие и дей- вулканы.

развитии нормально-осадочных образований. Наиболее древние из них — верхнемеловые породы Малой Курильской гряды, подразделяемые на две свиты. На о-вах Большой гряды распространены неоген-четвертичные отложения (Сергеев, 1963; и др.), представленные в основном туфогенными породами. Некоторые исследователи отводят значительную роль нормально-осадочным породам (Давыдов и др., 1968).

По решению Охинского стратиграфического совещания 1959 г., кайнозойские отложения Большой Курильской гряды расчленены на три серии. Нижнемиоценовые породы (сильно дислоцированные эффузивные и туфогенные) наиболее полно представлены на северо-западном склоне хр. Докучаева (о. Кунашир), а также на охотском побережье о. Итуруп. Средний миоцен представлен в основном туфогенными породами и выходит на дневную поверхность на перешейке между заливами Касатка и Куйбышевский (о. Итуруп), а также в северо-восточной части о. Кунашир, достигая мощности до 700 м. Верхнемиоцен-плиоценовая преимущественно эффузивно-пирокластическая толща широко развита на Итурупе и, возможно, на Кунашире. Ей свойственны резкая фациальная изменчивость и относительно спокойное залегание (рис. 3).

В пределах Курильской островной дуги выделяют либо две структурно-фациальные зоны (Большой и Малой гряды), разделенные глу-

бинным разломом, либо три — Охотскую, Центральную и Малокурильскую. Несмотря на сложность геологического строения, каждая из них характеризуется своими особенностями разреза, магматической деятельности и т. п. В тектоническом развитии Курильской дуги большая роль отводится разрывным дислокациям как продольного, так и поперечного направления.

Продолжение структурно-фациальных зон Южного Сахалина и Курильских островов отражается в геологическом строении о. Хоккайдо. В осевой части Главного пояса Хидака (Центральный Хоккайдо) распространены палеозойские (?) и мощные юрско-меловые отложения. Первые представлены песчаниками и сланцами, вторые содержат также вулканогенный материал — пирокластику, лавы. Эвгеосинклинальные условия в этом поясе сохранились до раннего мела. На датско-палеогеновом отрезке времени условия периодически изменялись от морских до континентальных. В неогене произошли складчато-разломные дислокации и образовалась сложная надвиговая структура (Геологическое развитие Японских островов, 1968).

Восточный Хоккайдо подразделяется на две подзоны — внешний и внутренний пояса островной дуги — и по геологическому строению имеет много общего с Курильскими островами (Марков и др., 1967). Для южной подзоны характерно развитие меловых пород (п-ов Немуро и окраина бассейна Кусиро), которые представлены в основном туфогенными песчаниками и аргиллитами. Палеогеновые породы широко распространены в районе Кусиро. Неоген, сокращенные разрезы которого отмечаются во впадинах, представлен отложениями мелкого моря. Во внутреннем поясе нет меловых и палеогеновых пород, но неоген представлен мощными эвгеосинклинальными толщами мощностью до 6 км. На п-ове Сиретоко в их составе есть лавы, пирокластика, сланцы и алевролиты.

Что касается палеогеновых пород на Курильских островах, то их развитие представляется неясным (Желубовский, Прялухина, 1964; Казакова и др., 1970). Отложения палеогена отсутствуют на большей части площади Японо-Сахалинской складчатой системы, что связано с крупными поднятиями. Лишь в конце эоцена — начале олигоцена наметились нисходящие тектонические движения, приведшие к возникновению межгорных и предгорных осадочных бассейнов. Общее погружение началось в позднем олигоцене.

В начале миоценовой эпохи в Японии произошли значительные тектонические движения, которые повторялись в миоцене, плиоцене, конце плиоцена и плейстоцене. Интенсивно развивалась вулканическая деятельность, о чем свидетельствуют мощные лавовые покровы и пирокластика в неогеновых отложениях. В раннем миоцене вдоль островной дуги возникли разломы, начались дифференцированные движения земной коры. Глубоководные желоба возникли еще позже, вероятно в плейстоцене. Их прогибание еще продолжается.

Поздние этапы развития этой области так охарактеризованы Е. М. Рудичем (1962): «В Хоккайдо-Сахалинской области плиоценовая эпоха ознаменовалась развитием чрезвычайно контрастных колебательных движений». И далее: «По характеру тектонического развития, направленности и темпу колебательных движений... преобладающему типу осадконакопления, литологическому составу пород... наконец, вулканизму плиоцен и четвертичный период представляют единую эпоху». В целом для плиоценовой эпохи характерно общее поднятие. Воздымание областей размыва продолжалось почти до конца плейстоцена.

Таковы основные черты геологического строения и развития исследуемого региона, к некоторым деталям и особенностям которых мы будем обращаться в дальнейшем при обсуждении основных результатов проведенных работ МОВ.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Перед проводимыми региональными исследованиями МОВ стояли две задачи: выявить основные тектонические особенности рассматриваемого района и обеспечить более детальную информацию о структуре и свойствах осадочных отложений на отдельных сейсмических профилях. Первая задача учитывалась при выборе места расположения профилей МОВ, которые приурочивались к характерным структурным элементам, выявленным по данным предшествующих геофизических исследований: участкам, типичным для данной структуры, пересечению структуры вкрест простирания, областям сочленения смежных структур и т. п. Вторая задача была решена путем применения методики непрерывного профилирования, широко внедрившейся и успешно развитой при поисковых и детальных сейсморазведочных работах на нефть и газ на различных акваториях Советского Союза и Мирового океана. Ниже приводится краткое описание географического положения и гидрографии профилей (ПР) (в порядке их обработки), а также некоторые сведения о методике работ, которые необходимы в дальнейшем при рассмотрении вопросов, связанных с интерпретацией материалов МОВ.

Северо-западная часть профиля 1-М протягивается от побережья Сахалина в 8 км от пос. Восточный, через обширный шельф с глубиной

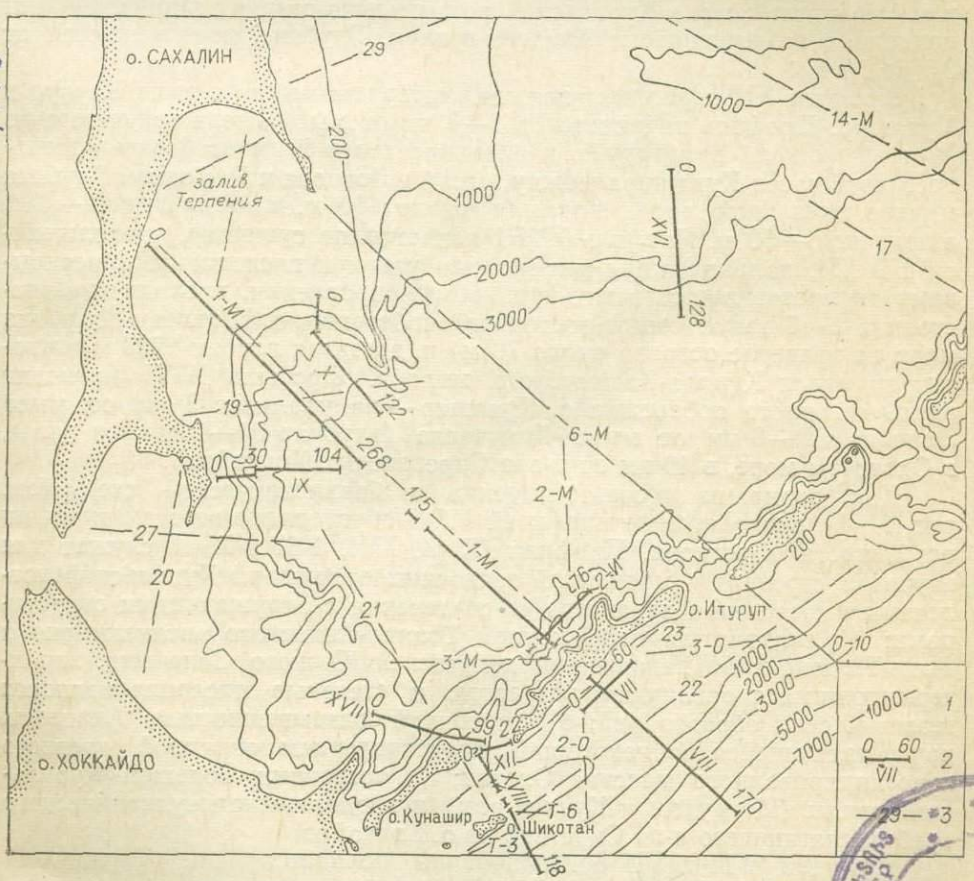


Рис. 4. Схема расположения сейсмических профилей.
1 — изобаты (в м); *2* — профили МОВ, их длина (в км); *3* — профили ГСЗ

50—100 м, в пределы Южно-Охотской глубоководной впадины (рис. 4). Юго-восточная часть профиля отработана в противоположном направлении. Она начинается в 6 км от мыса Пржевальского (о. Итуруп, Курильские острова) и оканчивается в центральной части Курильской котловины. Глубина моря в начальной точке около 100 м. Между двумя частями ПР 1-М остается разрыв длиной 40 км. Профили 2-И и VII расположены вблизи о. Итуруп, на удалении 20—35 км соответственно от северо-западного и юго-восточного побережий. Глубина моря на ПР-2-И изменяется от 2 до 3 км, на ПР VII глубина дна почти неизменна и равна 250—300 м. Профиль VIII протягивается от залива Касатка (о. Итуруп) в сторону океана до глубин около 7,5 км. Начало профиля находится в 8 км южнее мыса Добрыня Никитич, глубина до дна здесь составляет около 200 м.

Профили IX и X отрабатывались в течение двух лет. Профиль IX-68 расположен на склоне Южно-Охотской глубоководной впадины (глубина от 120 до 2500 м), начало профиля — в 7 км от мыса Левенорн (Южный Сахалин). Профиль X-68 находится также на присахалинском склоне впадины, в районе, расположенном к югу от мыса Терпения. Глубина моря меняется от 120 до 1700 м. Профиль IX-69 начинается в 40 км северо-восточнее мыса Левенорн и протягивается в восточном направлении в Курильскую котловину. Глубина моря вдоль профиля изменяется от 2,0 до 3,5 км. Профиль X-69 продолжается в юго-восточном направлении от ПР X-68 до глубин моря около 3,2 км.

Профиль XVI проложен в меридиональном направлении от подножия северного склона Курильской котловины в сторону западной части подводной возвышенности Академии наук. Глубина моря меняется от 3,3 до 1,3 км.

Профиль XII пересекает пролив Екатерины между о-вами Итуруп и Кунашир. Профиль начинается в 2—3 км от мыса Гневного, одного из отрогов вулкана Берутарубе, и оканчивается в 2 км от берега северо-восточной части Кунашира между мысами Ловцова и Рифовым. Глубина моря в начальной части профиля около 100 м, в центральной — 330, в конечной — 50 м. Профиль XVIII является, по существу, продолжением ПР XII, направленным под прямым углом к последнему. С перерывами он протягивается в юго-восточном направлении, проходит на расстоянии 5—7 км от северо-восточного побережья о. Шикотан (глубина моря на траверзе острова около 70 м) и, достигая глубин 2200 м, выходит на склон Курило-Камчатского желоба. Профиль XVII проходит вдоль северного побережья о. Кунашир — на удалении 8 км от мыса Ловцова и 2—3 км от мыса Докучаева (глубина 50—100 м) и далее, в Охотском море, в 40 км от п-ова Сиретоко (о. Хоккайдо).

Как видно из геотектонических и батиметрической схем (см. рис. 1—4), расположение профилей МОВ обусловлено геоструктурными особенностями региона. Профили IX, X, XVI, 1-М и XVII служат для изучения строения и мощностей осадочных отложений Курильской котловины и выяснения характера ее сочленения с окружающими структурами: а) складчатым сооружением Тонино-Анивского антиклинория и Тымь-Поронайской наложенной депрессией Южного Сахалина, характеризующимися различным возрастом и степенью дислоцированности геологических образований; б) подводной возвышенностью Академии наук, являющейся по некоторым представлениям окраиной древнего консолидированного массива Охотии; в) островами Большой Курильской гряды (Итурупом и Кунаширом) и продолжением вулканического хребта, слагающего п-ов Сиретоко на о. Хоккайдо.

Профили 2-И и VII ориентированы по простиранию Курильской дуги. В связи с резкой изменчивостью в распространении геологических образований на о-овах Большой гряды представляется целесообразным,

протягивая профили МОВ вдоль о. Итуруп со стороны Охотского моря и Тихого океана, проследить изменение сейсмогеологических условий.

Профили VIII и XVIII пересекают следующие структуры: геосинклинальный прогиб, разделяющий Большую гряду и хр. Витязь, Малую островную гряду и западный склон Курило-Камчатского желоба. Профили служат для установления взаимоотношений указанных структур и для возможной корреляции их особенностей вдоль простирания дуги. По ПР XII предполагалось выяснить характер сочленения двух отдельных островов дуги.

В добавление к перечисленному следует отметить, что ряд профилей МОВ совпадает по расположению с профилями ГСЗ предшествующих исследований (см. рис. 4). Все профили МОВ, кроме ПР XVI, примыкают (или приближаются) к различным участкам островной суши, что обеспечивает некоторую возможность их геологической привязки. Общая длина обсуждаемых здесь профилей МОВ составляет около 1300 пог. км.

Методика наблюдений. Наблюдения МОВ выполнялись по методике непрерывного профилирования с одним центральным пунктом взрыва, на ходу судна при скорости 4—6 узлов. Приемным устройством служила пьезосейсмографическая установка (коса) конструкции ВНИИГеофизики, представляющая собой систему пьезодатчиков ЦТС-19 или ПСП-ТБ и согласующих трансформаторов, заключенных вместе с соединительными проводами в полихлорвиниловый шланг, заполняемый соляровым маслом для создания нейтральной плавучести. Коса — из отдельных секций (общая длина около 1000 м); в ней осуществляется группирование: 20 пьезодатчиков, размещенных с шагом 1,5 м, образуют параллельную группу. Расстояние между центрами групп равно 33,3 м.

С помощью специальной системы крепления пьезокоса утапливается на глубину около 10 м, что способствует усилению амплитуды полезной сейсмической записи (Шапировский, Гаджиев, 1962). Глубина погружения заряда ВВ выбирается максимально возможной при условии отсутствия пульсации газового пузыря, образующегося во время взрыва. При описываемых работах она составляла 1—2 м, величина заряда варьировала от 5 до 16 кг тринитротолуола. Последняя величина применялась лишь на глубоководном участке ПР VIII. Для подрыва зарядов применялась плавучая взрывная магистраль конструкции ОМГР ВНИИГеофизики.

В качестве регистрирующей аппаратуры использовалась сейсмическая станция «Поиск-1-24-МОВ-ОВ» (морской вариант) серийного производства. Частотный диапазон станции 15—125 Гц, динамический (при включенных АРУ и ПРУ) — 90 дб, чувствительность канала не менее 20 мм/мкВ (Меламуд, 1966). Запись производилась на магнитную пленку. Параметры записи: усиление 4—5, АРУ 4/4, смеситель выключен. При перезаписи на осциллографную бумагу применялись фильтры с граничными частотами: ФВЧ — 20 Гц, ФНЧ — 32 или 38 Гц. Применение АРУ позволило расширить динамический диапазон аппаратуры, но, к сожалению, сделало невозможной количественную оценку интенсивности отраженных волн. Для некоторых участков профилей при перезаписи использовалась также система ПРУ.

Гидрографическая привязка профилей МОВ осуществлялась различными навигационными способами и соответственно с различной точностью. Выбор способов определения местонахождения судна зависел от размещения радиомаяков, удаленности от берега, состояния погоды, времени суток и пр.

Плановая привязка ПР 1-М в его присахалинской части производилась с помощью радиогеодезической системы «Поиск», обеспечивавшей вблизи побережья точность около ±200 м. Однако с удалением в сторо-

Таблица 2

Профиль, дата и курс отработки	Пикеты гидрогр. привязки	Номер сейсмограмм—дата	Координаты (град—мин)		Расстояние от начала профиля, км	Время наблюдения (час—мин)	Средний взрыв, интервал	Примечание
			широта	долгота				
1	2	3	4	5	6	7	8	9
1-М	10	1—30	48—14	142—42	0	22—30	—	Пропуск наблюд. на профиле между 173 и 176, 177—186 км
(сев.-зап. часть), 30—31/VIII—1/VIII 1967, 133°	100	29—31	48—00	143—04	38	01—15	420	
	200	129—31	47—44	143—28	79	05—15	410	
	300	229—31	47—28	143—52	122	09—20	430	
	400	329—31	47—12	144—16	164	21—00	420	
	500	31—1	46—55	144—42	210	01—20	460	
	600	31—1	46—38	145—07	255	05—20	450	
	652	183—1	46—29	145—20	278	07—50	440	
1-М	1168	184—1	45—08	147—28	0	20—45	—	Пропуск наблюд. (0,5—4,5 км, 156—163 км)
(юго-вост. часть), 1—2/VIII 1967, 312°	1100	252—1	45—19	147—11	30	23—30	440	
	1000	89—2	43—34	146—47	72	03—00	420	
	900	189—2	45—49	146—23	114	07—00	420	
	800	289—2	46—04	146—00	155	11—00	410	
2-И	749	340—2	46—12	145—47	176	13—00	410	Пропуск наблюд. (0,5—2 км, 5—13 км)
2—3/VIII 1967, 43°	0	341—2	45—07	147—06	0	22—10	—	
	100	60—3	45—26	147—32	48	02—30	480	
	168	128—3	45—37	147—48	78	05—20	440	
VII	1	1	44—39	147—44	0	15—46		
4/X 1968, 52°	138	138	44—57	148—16	60	21—46	440	
VIII	1	1	44—52	147—49	0	01—27		
5/X 1968, 133°	158	158	44—25	148—28	71	09—00	450	
	378	378	43—51	149—22	170	19—51	450	
IX	1	1	46—26	143—41	0	23—45		
8—9/X 1968, 80°	76	76	46—30	144—06	32	03—30	430	
X	1	78	47—48	144—49	0	12—00		
9/X 1968, 184°	80	157	47—30	144—48	34	15—40	430	
IX	1	1	46—30	144—09	0	12—56		
9/IX 1969, 90°	100	100	46—30	144—44	44	17—47	450	
	150	150	46—30	145—03	68	20—30	480	
	165	165	46—30	145—08	75	21—22	470	
X	1	1	47—31	144—42	0	10—27		
10/IX 1969, 141°	51	51	47—22	144—53	24	13—11	480	
	116	116	47—12	145—04	55	16—52	480	
	200	200	46—51	145—29	95	21—26	480	
XVI	1	1	47—42	149—03	0	14—26		
11—12/IX 1969, 358°	39	39	47—51	149—02	17	16—22	450	
	262	262	48—51	149—01	128	03—07	500	
XII	1	1	44—27	146—51	0	08—57		
15/XII 1969, 261°	21	21	44—26	146—43	11	10—00	540	
	47	47	44—25	146—34	22	11—13	460	
XVIII	1	48—15	44—24	146—34	0	11—23	—	Пропуск наблюд. на профиле между ПК 70—71 (8 км), ПК 79—80 (13 км), ПК 87—106 (9 км). Координаты не определялись
15/XI 1969, 154°	13	60—15	44—22	146—37	5	12—00	400	
20/XI 1969, 167°	70	117—15	44—11	146—44	28	14—52	410	
	71	118—15	44—07	146—46	36	15—35	—	
	79	126—15	44—05	146—47	40	16—05	400	
	80	1—20	43—59	146—53	53	04—30	—	
	87	8—20	—	—	56	04—57	500	
	106	20—20	43—53	146—57	65	06—05	—	
	130	44—20	43—47	147—01	78	07—14	525	
	146	60—20	43—43	147—04	86	07—58	500	
	183	97—20	43—36	147—08	100	09—51	390	
	208	122—20	43—29	147—13	114	11—01	560	
	216	130—20	43—26	147—16	118	11—50	500	
XVII	1	1	44—31	146—37	0	03—49		Смена курса на ПК 86.
23/XI 1969, 273°, 285°	36	36	44—31	146—24	16	05—23	450	
	86	86	44—32	146—10	34	07—30	420	
	126	126	44—34	146—00	48	09—10	350	
	189	189	44—36	145—46	67	12—06	310	
	260	260	44—41	145—25	99	15—28	400	

ну моря величина погрешности увеличивалась, а в средней части профиля, где координаты исчислялись астрономическим способом, достигала ±3 км. Приитурупский конец профиля 1-М, как и ПР 2-И, привязан радиолокационным способом с погрешностью 500—900 м. Этим же способом устанавливались координаты ПР VII.

На ПР VIII и IX местонахождение судна определялось по счислению, т. е. по времени, скорости и курсу движения. Поскольку скорость была связана с числом оборотов двигателя и при этом не учитывалось влияние течений и ветра, то точность привязки в этом случае не поддается количественному определению. При сопоставлении батиметрической карты и глубины дна определяемой МОВ на окончании ПР VIII выявляется, что ошибка здесь может достигать 20 км и более. В то же время начальные пункты этих профилей, расположенные в пределах визуальной связи с береговыми ориентирами, определены с высокой точностью ±50 м.

Координаты ПР X выявлялись по ВРМ-5 со среднеквадратической ошибкой ±5 миль. Таким образом, возможность применения различных навигационных способов связывалась, по существу, с удаленностью от берега. На расстоянии до 40—70 км от берега точноть плановой привязки профилей была не хуже ±1 км, в открытом море ±5 км, а при неблагоприятных условиях ±10 км и более.

Если точность определения координат пунктов наблюдений МОВ можно признать достаточной для изучения характерных черт строения основных структур региона, то для количественного сопоставления данных МОВ и ГСЗ или магнитометрии (особенно в районах с высокими горизонтальными градиентами исследуемых параметров) погрешности оказываются слишком большими. Кроме того, на судне отсутствовал достаточно мощный эхолот.

Подробные данные о направлении и времени отработки профилей, о привязке и нумерации сейсмограмм приводятся в табл. 2.

Спуск зарядов ВВ производился через устанавливаемые промежутки времени (от 2 мин 30 с до 3 мин) для различных профилей или их участков. Выбор интервалов определялся в зависимости от скорости движения судна и контролировался по времени прохождения сигнальной гильзы пьезокосы через контактное кольцо заряда. Отклонения от избранного интервала времени, как правило, не превышали 5—10 с, хотя в редких случаях их максимальная величина достигала 30—40 с. За исключением последних обычные случайные вариации величины взрывного интервала не учитывались при обработке ввиду их незначительной величины (15—25 м).

Более существенны систематические отклонения величины действительного взрывного интервала от намечаемого, равного половине длины пьезокосы. Это возникает из-за того, что, несмотря на контроль по времени прохождения сигнальной гильзы, скорость движения судна в море вычисляется лишь после определения координат нескольких точек профиля. Поэтому выбор временного интервала между взрывами для данного участка производится с некоторым запозданием по отношению к выполняемым сейсмическим работам. Это обстоятельство приводит к тому, что взрывной интервал оказывается иногда больше или меньше предполагаемого на величину до 100—140 м. Поскольку величина интервала в последующем определяется с точностью 10—20 м, то она учитывается в дальнейшем при интерпретации.

Несмотря на некоторые отмеченные выше недостатки, главное состоит в том, что применявшаяся методика экспериментальных работ МОВ обеспечивала возможность непрерывного прослеживания отражающих границ в осадочных отложениях. Это явилось большим преимуществом проведенных исследований по сравнению с ранее выполнявшимися в данном регионе.

Основные критерии выделения и прослеживания отраженных волн достаточно полно изложены в руководствах и наставлениях по сейсморазведке (Пузырев, 1959; Парийская, 1966; и др.). К ним относятся *кинематические признаки* (*принцип равенства времени во взаимных* точках, кажущаяся скорость и форма годографа, сохранение или постепенное изменение временных интервалов между различными волнами) и динамические (сравнительная интенсивность, число фаз, форма записи, характер интерференции с соседними волнами и др.). Ниже будут рассматриваться только те вопросы, которые имеют специфический характер и касаются условий наблюдений МОВ при морских *региональных работах*.

При отождествлении отраженных волн на смежных сейсмограммах некоторых профилей были обнаружены значительные невязки, равные 1—2 периодам регистрируемых колебаний. Рассматривая в общем случае возможные причины невязок, прежде всего можно было бы указать на несимметричное расположение места взрыва относительно пьезорегистрирующей установки либо изменение расстояний между пунктами взрыва по сравнению с намеченными.

В первом случае форма годографа первых вступлений должна отчетливо указывать положение места взрыва по минимуму времени прихода прямых волн. Невязки годографов отраженных волн будут существовать как при горизонтальном, так и при наклонном залегании границ, уменьшаясь с увеличением времени прихода отраженных волн. Отрицательной невязкой всегда должна характеризоваться та часть годографа, в сторону которой смещен пункт взрыва.

Во втором случае, при завышении или сокращении величины взрывного интервала, невязки могут возникать лишь при наклонном залегании отражающих границ, возрастая с увеличением угла наклона границ. Корреляционная точка годографа (соответствующая крайнему пьезоприемнику косы) для пункта взрыва над более погруженными участка-

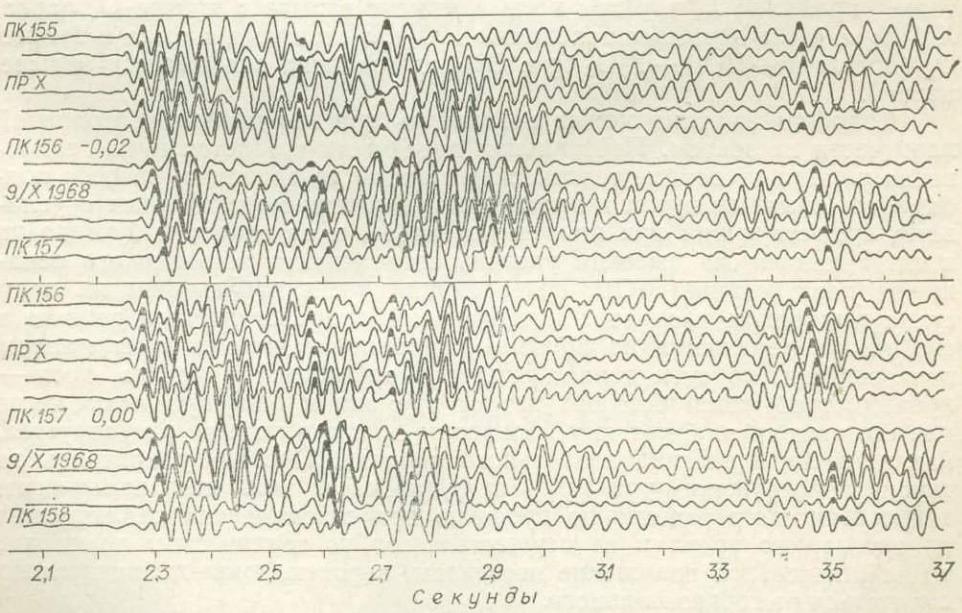


Рис. 5. Сейсмограммы, иллюстрирующие невязки во взаимных точках при негоризонтальном положении регистрирующей пьезокосы. Первое отражение — от дна моря, последующие — от осадочных горизонтов.

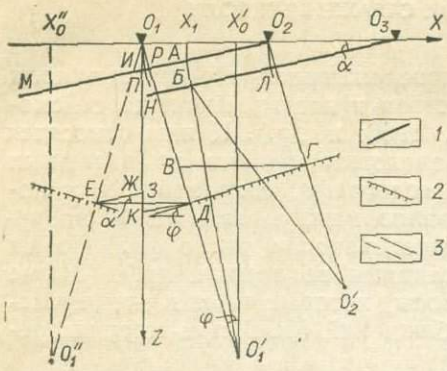


Рис. 6. Схема, поясняющая эффект наклона регистрирующей пьезокосы.

1 — пьезокоса; *2* — отражающая граница; *3* — поясняющие линии.

ми границы характеризуется большими временами в случае увеличенного взрывного интервала и меньшими — в случае сокращенного интервала.

Указанные зависимости легко устанавливаются при рассмотрении лучевых картин, соответствующих законам геометрической оптики, для каждого конкретного случая. Однако анализ характера невязок взаимных годографов, наблюдаемых на профилях МОВ, показывает, что вышеприведенные соображения не могут служить достаточно удовлетворительным объяснением. Особенно отчетливо это проявляется на участках горизонтального залегания дна моря, при достаточно большой волны идентифицируются на таких участках совершенно однозначно, и указанные невязки, достигающие 0,02—0,06 с, устанавливаются вполне определенно (рис. 5).

отражающих границ, в том числе глубине последнего. Отраженные

На участке с горизонтально залегающим дном моря возможные вариации длины взрывного интервала для невязок не играют никакой роли, положение пункта взрыва относительно пьезокосы контролируется по вступлениям прямой волны вблизи взрыва и в данном случае указывает на отсутствие его смещения. Вероятно, единственной причиной, обусловливающей расхождение взаимных времен встречных годографов, может явиться различие в глубинах пьезоприемников в одной и той же точке профиля при разных пунктах взрыва. Такое изменение глубины точек наблюдения на профиле в зависимости от момента времени возможно в том случае, если пьезокоса принимает наклонное положение. Это поясняет рис. 6, на котором видно, что в точке профиля X_1 глубина косы в момент взрыва в пункте O_1 равна $X_1O_2 \operatorname{tg} \alpha$ (коса занимает положение MO_2), а во время взрыва в пункте O_2 (положение HO_3) — $X_1O_3 \operatorname{tg} \alpha$. Вторая величина оказывается больше первой.

Подобная картина может возникнуть при нарушении нейтральной плавучести пьезокосы. Нейтральная плавучесть создается путем заполнения шланга пьезокосы техническим маслом до давления, которое подбирается опытным путем и зависит от плотности морской воды в условиях, существующих при проведении работ, и от скорости буксировки косы. Несмотря на высокий уровень современного технического оснащения исследований МОВ, позволяющий вести наблюдения на ходу судна в широком диапазоне метеоусловий, гидрологического режима и скорости перемещения по профилю, заполнение шланга косы маслом производится, по сути дела, кустарным способом. «Закачка» косы — процесс, требующий больших затрат времени и благоприятного места для его выполнения, поэтому количество масла в косе не регулируется, как правило, в течение длительного периода. Поскольку контроль за глубиной погружения удаленной от судна части косы и за изменением гидрологического режима по профилю при сейсмических наблюдениях до настоящего времени не осуществляется по техническим причинам, то действительное положение пьезокосы, вероятно, может значительно отличаться от горизонтального.

При сейсморазведочных работах на суше, где поверхностный рельеф может быть весьма сложным, высота каждой точки профиля естественно, остается фиксированной, неизменной при любом положении

пункта взрыва. При наклонном положении пьезокосы глубина датчика в данной точке профиля изменяется с течением времени, так как за отрезок времени между двумя ближайшими взрывами пьезокоса смещается по профилю на половину своей длины. Именно этот факт и определяет кинематические особенности волн, регистрируемых при наблюдениях с наклонной косой в море.

Характер невязок времен во взаимных точках указывает, что дальний от судна конец косы обычно оказывается погруженным относительно ближнего на глубину от 30 до 90 м. Вероятно, это объясняется тем, что давление масла в шланге косы рассчитано для создания ее нейтральной плавучести при определенной оптимальной скорости движения судна, которая изменяется в процессе работы, как правило, только в сторону уменьшения (технические неполадки, волнения моря, повышенный фон микросейсм).

С некоторым приближением будем считать, что коса расположена прямолинейно. Пренебрегая верхним плоскопараллельным слоем воды толщиной около 10 м, допустим, что ближний к судну пьезоприемник находится на поверхности моря (или, по крайней мере, на глубине взрыва) и коса наклонена в сторону, противоположную направлению профиля (см. рис. 6). Обозначим угол наклона α. При этих допущениях рассмотрим характер годографов отраженных волн и особенности их интерпретации.

По существу, задача состоит в том, чтобы, имея данные наблюдений на наклонной плоскости, проводить их обработку обычными способами в общепринятой системе координат, когда ось абсцисс совпадает с направлением профиля и располагается горизонтально.

Из теории сейсморазведки известно, что уравнение годографа можно получить из совместного решения уравнений поля времени и плоскости наблюдений. Переходя к двумерной задаче и располагая оси координат, как это показано на рис. 6, имеем:

$$(X-X_0)^2+(Z-Z_0)^2=V^2t^2. \qquad (1)$$

Для положения косы MO_2 из треугольника X_1O_2A получим:

$$X=l(1-\cos\alpha)+x\cos\alpha.$$

$$Z=(l-x)\sin\alpha,$$

где l — взрывной интервал, а x — расстояние от центра пьезокосы до точки приема сейсмических сигналов.

Из треугольника $O_1O_1'X_0'$ (точка O_1' обозначает мнимый источник пункта взрыва) находим величины $Z_0=2h\cos\varphi$ и $X_0=\pm 2h\sin\varphi$. Знак плюс соответствует подъему отражающей границы в направлении профиля (X_0'), минус — погружению (точка X_0'').

Подставляем в (1) значения X, Z, X_0 и Z_0: $[l(1-\cos\alpha)+x\cos\alpha\mp\mp 2h\sin\varphi]^2+[(l-x_к)\sin\alpha-2h\cos\varphi]^2=V^2t^2$. Раскрывая скобки и приводя подобные члены, получим:

$$x^2+2l(l-x)(1-\cos\alpha)\mp 4hl\sin\varphi-4h(l-x)\sin(\alpha\mp\varphi)+4h^2=V^2t^2. \qquad (2)$$

Выражение (2) является уравнением годографа отраженных волн при наклонном положении пьезокосы. Знак минус соответствует подъему границы. При $\alpha=0$ уравнение (2) получает известный вид:

$$x^2\mp 4hx\sin\varphi+4h^2=V^2t^2.$$

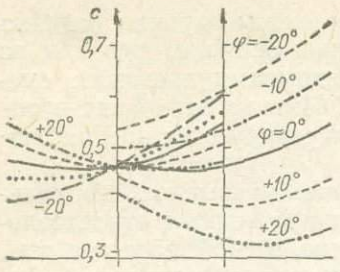


Рис. 7. Теоретические годографы отраженных волн для различного положения отражающей границы в случае наклона пьезокосы.

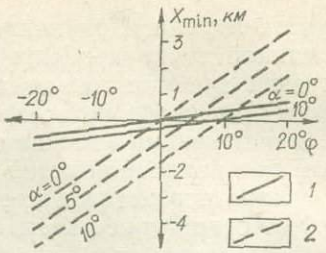


Рис. 8. Смещение минимума годографа в зависимости от положения косы (α) и отражающей границы (φ).

Глубина залегания границы: *1* — 1 км; *2* — 5 км.

Если производную левой части (2) приравнять нулю, мы можем найти значение X, при котором функция имеет экстремальное значение:

$$x_m = l(1-\cos\alpha) - 2h\sin(\alpha \mp \varphi). \qquad (3)$$

Очевидно, что максимальные значения t соответствуют аргументам $x = \pm\infty$, следовательно, уравнение (3) определяет точку минимума годографа.

Второй член правой части (3) является определяющим. Если пренебречь первым членом, то легко видеть, что минимум годографа больше смещен в область отрицательных X: во всех случаях, когда граница погружается в направлении профиля, и в том случае, когда угол ее подъема не превышает угла наклона косы. Минимум годографа совмещается с пунктом взрыва при подъеме границы под углом $\varphi = \alpha$. Лишь при углах подъема границы больше, чем α, минимум смещается в область положительных значений X. Отсюда несимметричный вид годографа при горизонтальном залегании отражающей границы.

На рис. 7 приведены теоретические годографы для наклонных и горизонтальной отражающих границ при угле наклона косы 10°, глубинах границ 0,5 км и средней скорости 2,0 км/с. Годографы наглядно подтверждают полученные выше выводы об искажениях и невязках, вызываемых наклоном регистрирующей пьезоустановки.

Рис. 8 показывает, как минимум годографа смещается при изменении углов наклона косы и отражающей границы, а также глубины последней. При больших глубинах отражающей границы он может быть смещен на 1—2 км от пункта взрыва даже при ее горизонтальном положении.

Таким образом, форма годографов в данном случае создает ложные представления о наклоне отражающей границы: горизонтальная граница может быть принята за крутопадающую (минимум годографа далеко выходит за пределы взрывного интервала), а подъем границы может быть незамечен либо в значительной степени преуменьшен. То же самое произойдет и при аппаратурной перезаписи отраженных волн с магнитограмм во временные разрезы, если поправки за расстояние взрыв — прибор рассчитываются для горизонтального положения пьезокосы.

Рассмотрим вопрос о передаче корреляции отраженных волн при переходе от одной сейсмограммы к другой, т. е. об увязке времен во взаимных точках встречных годографов.

Пусть O_1 и O_2 — два смежных пункта взрыва (соответственно для положений косы MO_2 и HO_3). Взаимными точками, как это имеет место при действительных наблюдениях, являются точки O_2 и H (см. рис. 6). Подставляя в уравнение годографа (2) величины x, равные l и $-l$, и выражая глубину границы под пунктом O_2 через величину, соответствую-

щую пункту $O_1(h_2=h\mp l\sin\varphi)$, для взаимных точек годографов T_1 и T_2 получим следующие выражения:

$$l^2 \mp 4hl\sin\varphi + 4h^2 = V^2T_1^2; \tag{4}$$

$$l^2 + 8l^2\left[\sin^2\frac{\alpha}{2} + \sin^2\varphi \pm \sin\varphi\cdot\sin(\alpha\mp\varphi)\right] - 8hl\left[\sin(\alpha\mp\varphi)\pm\right.$$

$$\left.\pm\frac{3}{2}\sin\varphi\right] + 4h^2 = V^2T_2^2. \tag{5}$$

Решение уравнений (4) и (5) возможно путем подстановки значений входящих в них аргументов для каждого конкретного случая. Таким путем получены графические зависимости, которые будут рассмотрены ниже. Однако возможны и приближенные решения, которые значительно упрощают вычисления и дают аналитическую зависимость общего вида.

Вычитая (5) из (4) и заменяя с незначительной погрешностью

$$T_1^2 - T_2^2 = (T_1 + T_2)(T_1 - T_2) \approx \frac{4h\mp 2l\sin\varphi}{V}(T_1 - T_2),$$

после некоторых преобразований приходим к выражению, определяющему величину невязки взаимных времен встречных годографов:

$$T_1 - T_2 = \frac{4l}{V(2h\mp l\sin\varphi)}\left[h\left(\sin\alpha\cos\varphi \pm 2\sin\varphi\sin^2\frac{\alpha}{2}\right) -\right.$$

$$\left. - l\left(\sin^2\frac{\alpha}{2} \pm \sin\alpha\sin\varphi\cos\varphi\right)\right]. \tag{6}$$

В формуле (6) опущен член, представляющий произведение квадратов синусов. Если ввиду сравнительной малости пренебречь также членами, содержащими множитель $\sin^2\frac{\alpha}{2}$, то формула примет вид:

$$\Delta T = \frac{4l(h\mp l\sin\varphi)}{V(2h\mp l\sin\varphi)}\sin\alpha\cos\varphi. \tag{7}$$

При залегании отражающей границы, близком к горизонтальному, *величина невязки может быть оценена по формуле*

$$\Delta T = \frac{2l}{V}\sin\alpha. \tag{8}$$

Сопоставление с разностью времен, вычисленных непосредственно из уравнений (4) и (5), показывает, что определение невязок по приближенным формулам (7) и (8) приводит к максимальным погрешностям, не превышающим 10%. Это допускает применение последних формул на практике.

Зависимость невязки взаимных времен от отдельных аргументов, входящих в состав уравнений (4) и (5), при некоторых постоянных значениях других величин показана на рис. 9 и 10. Кривые на рис. 9 представляют

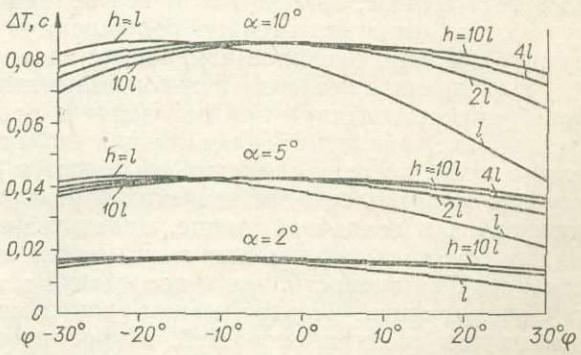


Рис. 9. Зависимость величины невязки взаимных времен от наклона отражающей границы при определенных значениях наклона косы и глубины границы.

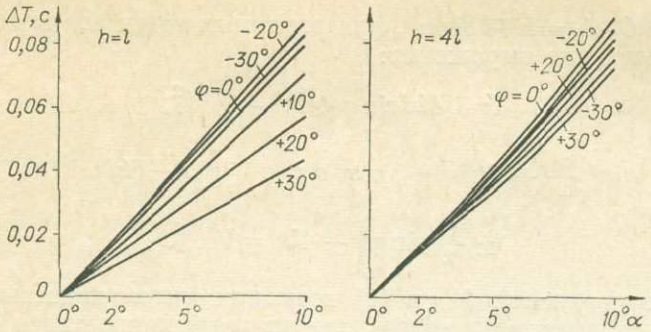


Рис. 10. Зависимость невязки взаимных времен от наклона пьезокосы.

графическую зависимость невязки от угла наклона границы. Отчетливо выделяются три группы кривых, соответствующие углам наклона пьезокосы, равным 2, 5 и 10°. Для конкретных значений $l=0{,}42$ км и $V=1{,}7$ км/с (последнее наблюдается обычно при больших глубинах моря) величина невязки для указанных групп кривых в среднем составляет около 0,015; 0,04 и 0,8 с. Различия между кривыми в каждой группе обусловлены изменением глубины для дискретных значений, равных l, $2l$, $4l$ и $10l$.

Наибольшим изменениям подвержены кривые для $h=l$, они проявляются более заметно при подъеме границы в направлении профиля, т. е. в том случае, когда коса и граница наклонены в одну сторону, и особенно при крутом залегании границы. Вершины этих кривых расположены в области $\varphi=-20°$ (падение границы в направлении профиля), поэтому кривые имеют несимметричный вид: при изменении наклона границы до угла $+30°$ значения невязок уменьшаются (соответственно для $\alpha=2$; 5 и 10°) от 17 до 9, от 44 до 22 и от 86 до 44 тысячных долей секунды.

Остальные кривые значительно положе и имеют максимум вблизи горизонтального положения границ. Уже при $h=2l$ изменение невязки для $\alpha=5°$ не превышает 0,01 с, для $\alpha=10°$—0,02 с. Если вариации наклона границы сузить от ± 30 до 20°, то величины невязок даже при наклоне косы 10° не будут превышать 0,01 с.

На рис. 10 показана зависимость невязок от угла наклона косы при различных значениях φ для двух случаев: $h=l$ и $h=4l$. Величина невязок во всех случаях возрастает с увеличением α, однако если при $h=l$ кривые образуют пучок, максимальное расхождение в котором достигает 0,043 с, то при $h=4l$ эта величина близка к 0,01 с. В обоих случаях невязки значительно сокращаются (раствор пучка сужается) при уменьшении пределов изменения углов φ.

Небольшие изменения невязок взаимных времен для наиболее распространенных случаев наклона косы и отражающих границ позволяют на практике находить ее величину для любых годографов по отражениям от дна моря, которые уверенно выделяются на сейсмограммах. Уже при глубине моря более 1 км невязки волн, отраженных от дна и глубоких горизонтов в осадочной толще, практически равны по величине. При малых глубинах моря может сказываться влияние как изменения величины средней скорости, так и несогласия в залегании дна моря и более глубоких границ. Первое можно учитывать коэффициентом, равным отношению средних скоростей, второе проявляется лишь при резком несогласии и крутом наклоне косы и может быть определено приближенно на основании рассмотренных выше зависимостей (Снеговской, 1972а).

Представляет интерес и вопрос о влиянии наклона пьезокосы на определение глубины залегания отражающей границы по значению t_0. Значение t_0 определяется на пункте взрыва по лучу, перпендикулярному отражающей границе. Тогда при изменении угла наклона границы от $-\varphi$ *до* $+\varphi$ (*как это показано на рис. 6*) *величина поправок значений* t_0 будет варьировать в пределах соответствующих длин отрезков $O_1И$ и $O_1Р$.

Отрезок $O_1П$ равен $l \operatorname{tg} \alpha$ (из треугольника $O_1O_2П$). Длину отрезка $O_1И$ найдем из подобия треугольников $O_1ЕЖ$ и $O_1ИП$.

$$\frac{h}{O_1И} = \frac{h \cos \varphi - h \sin \varphi \cdot \operatorname{tg} \alpha}{l \operatorname{tg} \alpha};$$

$$O_1И = \frac{l \operatorname{tg} \alpha}{\cos \varphi - \sin \varphi \operatorname{tg} \alpha}.$$

Для случая восстания отражающей границы в знаменателе будет сумма тех же величин (треугольники $O_1ДК$ и $O_1РП$).

$$\Delta t_0 = \frac{l \operatorname{tg} \alpha}{V (\cos \varphi \pm \sin \varphi \operatorname{tg} \alpha)}. \qquad (9)$$

Как видно, поправка в основном зависит от наклона пьезокосы и в меньшей степени — от наклона границы. Так, при $\alpha = 10°$ ее величина для $\varphi = -20$; 0 и $+20°$ соответственно равна 0,033; 0,030 и 0,031 с. Итак, при неучитываемом наклоне пьезокосы погрешности в определении глубины границ не превосходят — 50 м, при неизменном наклоне пьезокосы остаются практически постоянными вдоль профиля и могут не учитываться при интерпретации.

Исходя из уравнения годографа (2) отраженных волн для случая наклонного положения пьезокосы, пользуясь методом вывода формул для вычисления эффективности скорости, изложенным в учебных руководствах, можно показать, что при наклонном положении пьезокосы формула определения скорости для способа постоянной разности остается неизменной (такой же, как для горизонтального положения пьезокосы), а для способа разностных годографов в подкоренном выражении добавляется множитель

$$[1 \pm 2 \sin \varphi \sin (\alpha \mp \varphi)]. \qquad (10)$$

Выражение (10) показывает, что наклонное положение пьезокосы при вычислении эффективной скорости способом разностных годографов также не оказывает влияния при горизонтальном положении отражающих границ, а при углах наклона границ до 10° ее влиянием можно пренебречь.

Таким образом, при прямолинейном наклоне пьезокосы наибольшие искажения возникают при корреляции отраженных волн вдоль профиля. При наклоне косы более 3° рассмотренные выше невязки взаимных времен приводят к ошибкам в отождествлении фаз или самих волн (особенно для случая тонкослоистой среды), а также к искажениям определяемых элементов залегания отражающих границ. При подъеме отражающей границы в направлении профиля ошибки будут вызывать уменьшение, а при падении — завышение углов наклона границ на сейсмическом разрезе.

Характер невязок взаимных времен встречных годографов позволяет вносить, как было показано, соответствующие коррективы при корреляции, однако необходимо отметить, что предложенное решение является лишь первым приближением, учитывающим наиболее существенные моменты этого вопроса. Положение пьезокосы может быть более сложным, нежели прямолинейно наклонное. Однако более точный учет этого явления либо невозможен, либо лишен практического

интереса. Решение этой проблемы в будущем, несомненно, связано с обеспечением горизонтального положения регистрирующей пьезоустановки, а не со строгим учетом влияния ее наклона.

Что касается выполненных исследований, то при корреляции отраженных волн по профилям МОВ учитывались расхождения времен во взаимных точках, обусловленные двумя факторами: отклонением регистрирующей пьезокосы от горизонтального положения и несоответствием расстояния между взрывами половине длины годографа (417 м). Смещение пункта взрыва относительно середины пьезокосы в существенных размерах не наблюдалось. Первый фактор играл определяющую роль, второй — осложнял учет невязок лишь при крутых углах наклона отражающих границ. Предложенный выше и апробированный при интерпретации способ учета невязок, выявляемых по отраженным от дна моря волнам, обеспечил достаточно надежную (для региональных исследований) корреляцию волн по профилю при тех отклонениях от стандартной методики, которые возникают при работах на обширных акваториях окраинных морей и океана.

МЕТОДИКА ВЫПОЛНЕННЫХ ОПРЕДЕЛЕНИЙ И ОЦЕНКА ТОЧНОСТИ

Стандартная методика наблюдений МОВ обусловила применение общепринятых в практике сейсморазведки способов обработки полученных данных: корреляции отраженных волн, построения временных разрезов, вычисления эффективных скоростей, изображения временных разрезов, в масштабе глубин. В обобщающей работе А. М. Епинатьевой (1970, с. 103) о физических основах метода указывается: «При малых расстояниях от источника кинематика отраженных волн в значительной мере безразлична к тонким особенностям строения среды и с этим связаны большие преимущества интерпретации кинематических характеристик однократных отраженных волн. По ним возможно определение положения границы (независимо от свойств этой границы) и осредненных скоростных характеристик покрывающей толщи».

Специфика данных исследований заключалась в том, что региональные профили большой протяженности располагались в слабо изученном регионе, в пределах различных геоструктур, в совершенно несходных сейсмогеологических условиях. Весьма существенно на определение параметров осадочных слоев влиял мощный слой воды на участках глубокого моря. Определение эффективных скоростей на участках с глубиной моря более 3 км требовало точности вычислений и выбора соответствующих способов.

При расчетах применялись в основном два способа — постоянной разности и разностных годографов, использующие все 24 точки годографа. Значительная часть вычислений была проведена на ЭВМ «Минск-22». Оба способа (после осреднения данных) показали хорошую сходимость результатов и в дальнейшем использовались для совместной обработки. Способы трех точек, кажущейся скорости и взаимных точек оказались в данных условиях малоэффективными. Попытки определений эффективной скорости на участках сложного рельефа дна и границ раздела в осадочной толще показали ненадежность данных ввиду слишком большого разброса получаемых единичных значений. Поэтому вычисления в дальнейшем производились только на участках достаточно ровного дна и согласного или близкого к нему залегания отражающих границ, где кривизна и наклон границ, а также изменение расстояния между взрывами не оказывали влияния на величину определяемых результатов и форма годографов подвергалась меньшим искажениям.

Таблица 3

Номер сейсмограммы	t_0, с	Значение скорости, м/с			
		База 166,7 м	База 266,7 м	База 333,3 м	База 433,0 м
79	0,51	1620	1580	1900	—
79	0,58	1490	1490	1690	—
80	0,56	1520	1480	1720	1860
80	0,76	1760	1650	1880	—
83	0,75	1670	1610	1810	—
83	1,21	2060	1910	2000	—

Что касается неучитываемого при этом эффекта преломления на промежуточных границах, то при небольших изменениях значений скорости в слоях и малой величине отношения расстояния взрыв — прибор к глубине залегания границы, как показывают теоретические исследования (Пузырев, 1959), им можно пренебречь. В самом деле, в монотонно слоистой толще осадков относительное изменение скоростей, как и величина второго отношения (на глубоком море), не превышает 0,1—0,2. Низкие величины определенных по МОВ скоростей (по сравнению с ранее выполненными определениями ГСЗ) также подтверждают вывод о незначительном влиянии преломления, которое должно было бы выразиться в завышении значений эффективной скорости.

База для снятия времен с годографов при способе постоянной разности выбиралась опытным путем. В случае когда разброс времен на годографе не подчиняется закону случайных ошибок, установлено (Пузырев, 1959), что оптимальную базу можно определить по минимальному значению вычисленной скорости в сравнении с другими базами. Пример такого сравнения, проведенного на профиле X, показан в табл. 3.

Минимальными значениями эффективной скорости характеризуется база 266,7 м, равная 0,32 длины годографа. Эта величина была выбрана для дальнейших определений скорости на ПР VII, VIII и X, отработанных в 1968 г. Для профилей 1967 г. употреблялась база 333,3 м, равная 0,4 длины годографа.

Указанными способами было выполнено около 800 определений эффективной скорости. Примерно такой же объем вычислений был выполнен позже по ПР XVI, IX и X с помощью ЭВМ «Минск-22» по программе, составленной в Илийской экспедиции Казахского геофизического треста Л. Г. Перфильевым и Р. Н. Минеевым. Программа основана на аналитическом осреднении реального одиночного годографа по методу наименьших квадратов и наряду со значением эффективной скорости предусматривает определение глубины и синуса угла залегания отражающей площадки, а также относительную погрешность всех этих величин.

Известно, что единичные значения определяемых эффективных скоростей на практике в значительной степени подвержены влиянию мелких неоднородностей среды, интерференции отраженных волн и др. Применение статистических методов обработки данных позволяет при известных условиях существенно ослабить это влияние, хотя при этом необходим контроль, исключающий появление погрешностей другого рода.

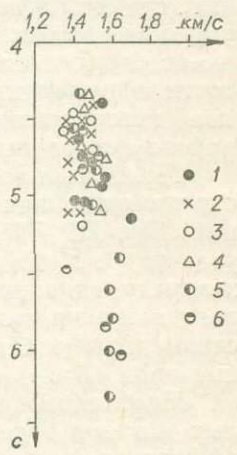


Рис. 11. Сопоставление осредненных значений скорости по отдельным участкам ПР I-M.

Таблица 4

Способ разностных годографов		Способ постоянной разности		Вычисления на ЭВМ		
скорость, км/с	число случаев	скорость, км/с	число случаев	скорость, км/с	число случаев	относит. погреш., %
1,20	1	1,29	1	1,28	1	3
1,26	1	1,32	1	1,34	1	1
1,32	1	1,34	2	1,36	1	2
1,33	2	1,36	4	1,38	1	2
1,34	1	1,38	2	1,40	1	2
1,35	2	1,39	2	1,46	2	3, 2
1,37	3	1,40	2	1,47	3	2, 3, 2
1,39	1	1,42	5	1,48	2	3, 2
1,40	1	1,43	1	1,49	2	3, 3
1,41	2	1,44	1	1,52	2	2, 3
1,42	1	1,45	1	1,53	3	4, 2, 2
1,43	5	1,46	1	1,54	6	3, 4, 2
						3, 3, 2
1,44	3	1,48	3	1,55	1	2
1,45	2	1,50	7	1,56	4	3, 1, 2, 3
1,47	3	1,52	7	1,58	3	2, 3, 2
1,49	4	1,55	1	1,60	2	3, 4
1,50	1	1,57	1	1,61	3	2, 7, 3
1,51	2	1,58	4	1,62	3	3, 2, 2
1,53	5	1,60	1	1,63	1	3
1,55	2	Σ68,57	47	1,64	1	3
1,58	1			1,66	1	2
1,60	1			1,69	1	3
1,63	1			1,70	1	3
1,72	1			1,75	1	5
Σ68,16	47			Σ72,39	47	

С целью изучения возможности осреднения предварительно проводилось сопоставление величин скорости на различных участках одного и того же района. На рис. 11 показаны осредненные значения скорости для различных участков ПР 1-М в Курильской котловине. Участки выбирались на удалении 25—40 км друг от друга: на каждом, имеющем протяженность 5—7 км, производилось осреднение вычисленных величин, среднеарифметические значения наносились на график с соответствующим обозначением. Видно, что разброс точек на графике не имеет упорядоченного характера. Отсутствие заметного изменения скорости в горизонтальном направлении позволяет производить совместное погоризонтное выравнивание вычисленных значений для всего района котловины в целом.

Приближенное значение истинной величины эффективной скорости определялось как среднеарифметическое значение единичных вычислений. Для ПР VII, VIII и X, где определения скорости выполнены на участках с малой глубиной моря, осреднялись величины, обратные квадрату единичного значения скорости. Вычисленные значения $1/V^2$ наносились на график, осреднялись, а затем осредняющая кривая пересчитывалась в зависимость скорости от времени регистрации отраженных волн.

Необходимо отметить, что, несмотря на широкое развитие численных методов осреднения различных величин, связанных со значением эффективной скорости, вопрос о выборе параметра выравнивания остается сложным. «Важно только, чтобы ошибки в выравниваемых величинах имели симметричный закон по частоте повторения и чтобы математическое ожидание было равно нулю. В этом случае наблюденное при выравнивании значение параметра будет наиболее вероятным»

(Урупов, 1966, с. 86). А. К. Урупов показано, что в большинстве случаев симметрично и близко к нормальному распределение величин, обратных скорости, что связано с большой ролью ошибок, вызванных интерференцией волн и погрешностью наблюдений. Осреднение в таких случаях по величине скорости приводит к завышенному результату, а по величинам, обратным квадрату скорости, — к заниженному. Лишь наличие равновероятного появления выпуклых и вогнутых границ обеспечивает нормальное распределение величин $1/V^2$.

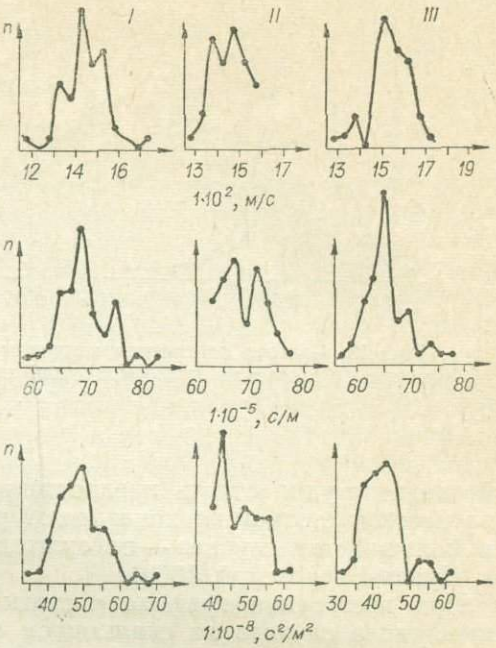


Рис. 12. Распределение по частоте повторения (сверху вниз): значений скорости, обратных величин и величин, обратных квадрату скорости.
I — определения способом разностных годографов; II — определения способом постоянной разности; III — вычисления на ЭЦВМ.

Однако в реальных условиях указанные зависимости определяются не всегда достаточно ясно. В табл. 4 приведены результаты вычисления эффективной скорости различными способами на участке ПР 1-М в районе ПК 1000 протяженностью около 30 км. Дно моря на этом участке расположено на глубине более 3 км и представляет исключительно ровную границу. Колебания средней скорости в мощной толще воды незначительны. Такие благоприятные условия позволяют обычно уменьшить число факторов, влияющих на результаты вычислений, и фактический экспериментальный материал показывает хорошую сходимость данных различных способов.

Среднее арифметическое значение скорости для указанных способов соответственно равно 1,45; 1,46 и 1,54 км/с. Среднеквадратические ошибки составляют 0,10; 0,08 и 0,09 км/с. Последние значения скорости и погрешности относятся к машинному способу вычисления без учета ошибок единичных определений. Поскольку число точек на всех годографах не изменялось, учет этих погрешностей производился по формуле

$$V = \frac{\sum_{1}^{m} 1/\sigma_i^2 V_i}{\sum_{1}^{m} 1/\sigma_i^2 V_i^2},$$

где σ — относительная погрешность, m — число единичных определений.

Полученное значение скорости в этом случае (1,49±0,02 км/с) находится ближе к другим определениям, больше соответствует величине средней скорости в водной толще моря и отличается более высокой точностью.

Выравнивание по другим величинам ($1/V$ и $1/V^2$) приводит к различиям соответствующего среднего арифметического значения всего на 0,01 км/с. Графики распределения всех трех величин по частоте повторения (рис. 12) имеют довольно сложную форму, поэтому при визуаль-

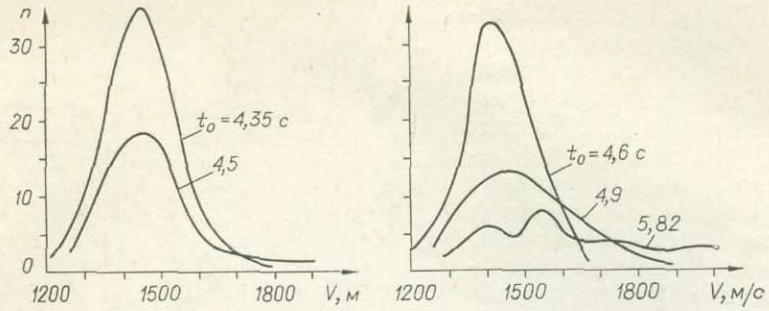


Рис. 13. Частота повторения единичных значений эффективной скорости (Курильская котловина) для различных отражающих горизонтов.

ной оценке трудно отдать предпочтение одному из них. Формулы математической статистики показывают различный характер асимметрии и в большинстве случаев — положительный эксцесс графиков (Смирнов, Дунин-Барковский, 1969).

При построении графика частоты повторения (с использованием суммы числа случаев на скользящем интервале) симметричный закон сохраняется и для величины эффективной скорости (рис. 13). Лишь для наиболее глубокого из показанных отражающих горизонтов на графике выделяется несколько максимумов, что может быть объяснено недостаточным числом определений скорости в данном временном интервале.

Сопоставление среднего значения эффективной скорости, определяемой по отражениям от дна моря, с данными гидрологии, характеризующимися более высокой точностью (Старшинова, Галкин, 1960, и др.), выявило наличие систематических (для каждого из районов) расхождений, выходящих за пределы случайных ошибок. Так, на ПР X-68 скорость до дна моря, по данным МОВ, равна 1350 м/с, на ПР VII и VIII 1540, на ПР 1-М 1450 м/с, тогда как, по данным гидрологии, величина средней скорости вычисляется равной около 1470 м/с. Таким образом, величина систематической ошибки определений средней скорости по годографам отраженных волн в первом случае составляет минус 110 м/с, во втором +70, в третьем — минус 30 м/с. При исследованиях МОВ по данной методике в Японском море (Милашин и др., 1968) величина расхождения составляла +100 м/с.

Причина отмеченных расхождений не выяснена. Возможно, она вызывается отклонением положения пьезокосы от прямолинейного. Однако учет их влияния на дальнейшие построения необходим. В противном случае на сейсмическом разрезе, на котором положение дна моря (особенно, глубокого) определяется с использованием данных гидрологии, могут появиться крупные искажения, затрагивающие в первую очередь мощность слоев, залегающих непосредственно под дном моря.

Для учета выявленных таким образом в каждом районе расхождений, поправки для эффективной скорости в водной толще распространялись на более глубокие горизонты осадочных отложений в предположении, что их величина остается постоянной. Исправления вносились уже в осредненные данные, которые затем использовались для определения средних и пластовых скоростей в осадочной толще.

Среднеквадратические ошибки отдельных вычислений определялись по отклонению их значений от арифметической середины по общепринятым формулам. В Курильской котловине они возрастают с увеличением времени от ±100 м/с до ±250 м/с (соответственно для времени 4,3 и 6,0 с). Относительные погрешности единичных определений скорости для тех же случаев составляют 7 и 17%. Близкую величину

ошибок для указанных случаев дает и теоретическая оценка погрешности единичного вычисления скорости по формуле (Пузырев, 1959)

$$\sigma(V) = \frac{V^2 t_0 m_t}{l^2} \sqrt{\frac{6}{\nu l + 3}},$$

где $\sigma(V)$ — относительная погрешность; V — скорость; t_0 — время под пунктом взрыва; m_t — среднеквадратическая ошибка счисления времени; l — взрывной интервал; ν — число наблюдений на 1 км профиля.

Среднеквадратические погрешности единичных вычислений скорости в районе залива Терпения и Срединно-Курильского прогиба имеют одинаковые величины и нарастают с глубиной от ±30 до ±100 м/с (от 2 до 6%).

Относительная погрешность определения глубины равна погрешности скорости. Поэтому рассмотренные выше относительные ошибки определения скорости сейсмических волн следует рассматривать как величины возможных ошибок в глубинах границ. Для дна моря погрешность не превосходит 10—20 м, на глубинах около 2 км ниже дна моря достигает 100—150 м для мелкого моря и 300 м — для глубокого.

Таковы абсолютные величины погрешностей определения глубины отражающих границ профилей, где было возможно вычисление эффективной скорости отраженных волн. Необходимо отметить, что изменения глубины границы (амплитуда рельефа) определялись с более высокой точностью — на порядок выше, чем сами глубины. При построении отраженных границ, являющихся дном моря, использовались данные гидрологии о скорости в водной толще. На тех участках, где эффективные скорости не устанавливались, сейсмические разрезы строились при известных допущениях, основанных на данных ГСЗ и общих геологических соображениях.

Сейсмические разрезы строились способом t_0. При построении разреза в неискаженном масштабе (1 : 50 000) отражающие границы проводились как касательные к дугам соответствующих окружностей, в искаженных пропорциях (масштаб вертикальный 1 : 20 000, горизонтальный 1 : 100 000 и 1 : 200 000) глубины откладывались по вертикали. Изменение пропорций сейсмического разреза было вызвано обеспечением обзорности материалов слишком протяженных региональных профилей, несмотря на видимое искажение углов залегания отражающих площадок на разрезе.

Так, на ПР XVI построение разреза проводилось в три этапа: дно моря, границы в верхней осадочной толще (по Δt_0 со скоростью 2,0 км/с) и в нижней — со скоростью 4,5 км/с. На ПР VII границы во втором комплексе отложений (развитых на северо-западном крыле хр. Витязь) строились также по Δt_0 от подошвы верхнего комплекса Срединно-Курильского прогиба. Пластовая скорость для данного комплекса считалась равной 3,5 км/с. Скорость в осадках на склоне Курило-Камчатского желоба принималась равной 2,0 км/с.

Построению сейсмических разрезов по профилям МОВ предшествовала операция выполнения временных разрезов. Преимущество временного разреза перед сейсмограммами состоит в обобщении волновой картины по профилю, позволяющей легко проследить ее закономерности и особенности. Рассмотрение временного разреза, особенно на участках сложных сейсмогеологических условий, зачастую заставляет возвращаться к сейсмограммам для повторной корреляции волн и исправления допущенных неточностей и ошибок, что хорошо известно в интерпретаторской практике.

Использование временных разрезов, построенных способом переменной плотности на «Луче-1» (а они были выполнены для большинства отработанных профилей), к сожалению, было возможно лишь для про-

стых структур отраженных горизонтов. На участках сложного рельефа границ эти разрезы были пригодны только для качественного сопоставления с разрезами ручной обработки. Причина заключалась в том, что первые были построены на стадии первичного освоения материалов, без выяснения скоростных закономерностей разреза и рассмотренных выше отклонений от норм наблюдений. В связи с этим исправления, вводимые в наблюдавшиеся годографы отраженных волн, на ряде участков настолько отличались от истинных, что не только не обеспечивали нормальной стыковки отражающих элементов на разрезе, но вносили трудноучитываемые искажения, которые зрительно воспринимались как упорядоченные проявления физического смысла, как определенные закономерности и приводили к ошибочным либо принципиально неверным выводам.

Методика, применявшаяся при интерпретации приведенных данных, позволяет считать, что погрешности вычислений и построений удовлетворяют требованиям региональных исследований МОВ, задача которых — выявление характерных структурных особенностей разреза. Правомочность тех или иных предположений о скоростных параметрах разреза там, где определения эффективной скорости не проводились, будет рассмотрена несколько позже.

ХАРАКТЕРИСТИКА ВОЛНОВОГО ПОЛЯ

ТИПЫ ВОЛН, РЕГИСТРИРУЕМЫХ НА СЕЙСМОГРАММАХ

Система наблюдений МОВ, методика и регистрирующая аппаратура предназначались для получения отраженных волн. Тем не менее на сейсмограммах зарегистрировано много колебаний иного происхождения: кратные, боковые, дифрагированные, прямые, пульсационные, реверберационные и др., природу которых в некоторых случаях установить трудно. Вот почему целесообразно рассмотреть основные особенности этих волн.

Волны, связанные со структурой водной толщи. Запись на сейсмограммах начинается интенсивным колебанием, вызванным прямой волной. Обычно прослеживается три-четыре фазы волны. На близких к пункту взрыва (ПВ) приборах первые вступления прямой волны фиксируются на времени 0,02 с, на дальних — около 0,28 с.

Вслед за вступлениями прямой волны на сейсмограммах отчетливо выделяются регулярные волны, годографы которых имеют гиперболическую форму (рис. 14, 15). Эти волны зарегистрированы на многих участках профилей 1-М и 2-И при работах 1967 г. В 1968 и 1969 гг. при перезаписи магнитограмм применялась система ПРУ, сильно ослабившая начальную часть записи, в результате чего указанные волны оказались подавленными. Поскольку в условиях глубокого моря донные и последующие отражения фиксируются на больших временах (см. рис. 14), происхождение выявленных волн, очевидно, не связано со структурой осадочных отложений.

Обозначим рассматриваемые волны индексом *К*. На трассах сейсмограмм, соответствующих ближним к ПВ пьезоприемникам, первые волны из группы *К* отмечаются на временах 0,21—0,32 с в зависимости от разрешенности записи и от районов наблюдений. Последующие волны регистрируются с интервалами времени 0,11—0,15 с. Число волн *К* достигает 3—4, самые поздние приходят на временах 0,6—0,7 с. К дальним от ПВ приемникам пьезокосы волны К приходят со временем запаздывания относительно ближних от 0,15 с для первых волн до 0,08 с для последних.

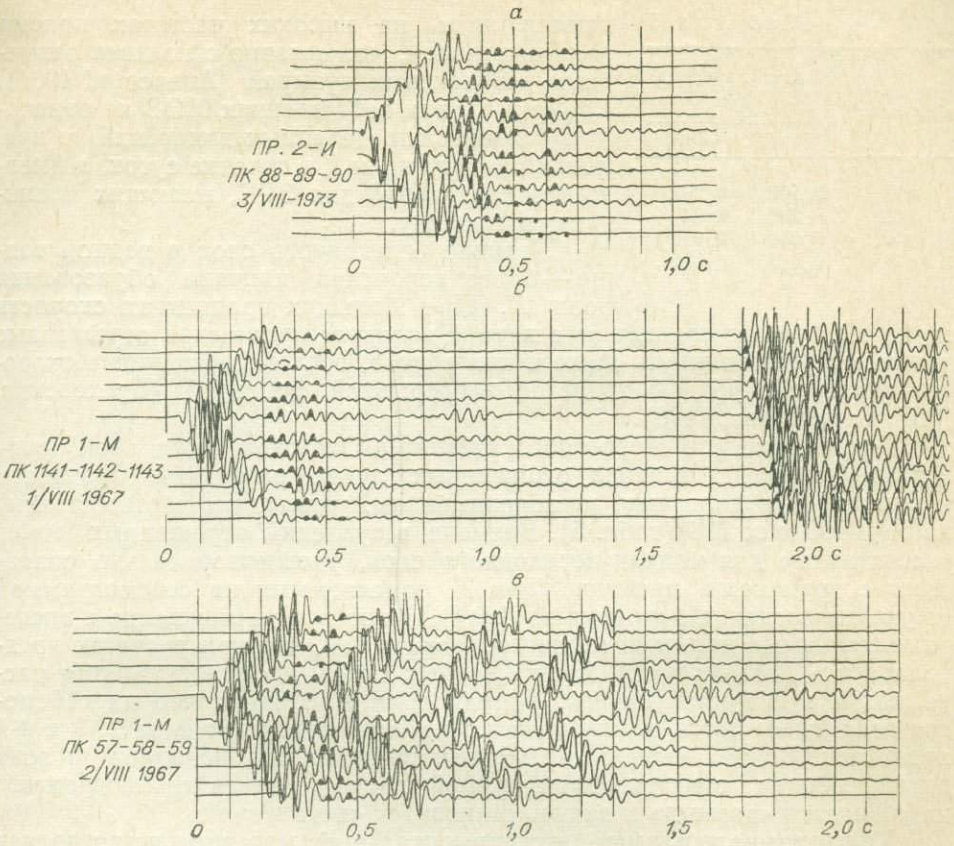


Рис. 14. Отраженные волны, вызванные неоднородностями в водной толще. Отражение от дна моря на сейсмограмме *б* прослеживается на времени 1,8 с; на сейсмограммах *а* и *в* — позже и поэтому не показано.

По сравнению с прямой волной амплитуда волн типа *К* значительно меньше (на 1—2 порядка). У самих волн *К* уменьшается интенсивность с увеличением времени регистрации, а для каждой волны наблюдатся приблизительное равенство амплитуд на всех трассах сейсмограммы.

Природа волн данного типа не ясна. Сравнительно легко опровергаются предположения об обусловленности волн типа *К* явлениями рефракции, пульсации газового пузыря после взрыва, либо скоплениями планктона и других живых организмов, вызывающих резонансное рассеяние. Как показывают простые расчеты, при наличии отрицательного градиента скорости звука, характерного для верхней толщи Охотского моря, рефрагированные волны не могут быть зарегистрированы при данной методике наблюдений и глубине источника возбуждения колебаний. Малая глубина подрыва ВВ не обеспечивает также необходимых условий для возникновения пульсаций газового пузыря, но даже в тех редких случаях, когда глубина оказывается достаточной для их генерации, запись прямых волн, соответствующих пульсациям, имеет характерные черты (см. рис. 14, *в*), резко отличные от волны типа *К*.

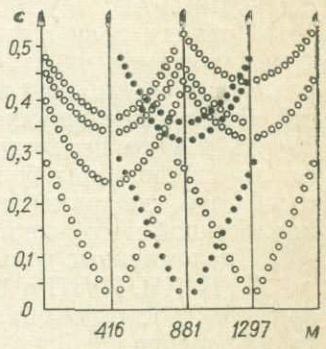


Рис. 15. Годографы прямых и отраженных волн, связанных со структурой водной толщи Охотского моря.

Звукорассеивающие слои (ЗРС) наблю-

Таблица 5

Номер кратности	Времена прихода лучей, с	
	50 м	400 м
1	0,106	0,292
2	0,209	0,342
3	0,310	0,412
4	0,415	0,492

даются лишь на высоких частотах приема (1 кГц и выше), что связано с малыми размерами резонансных пузырей (Андреева, 1964). Кроме того, при наблюдениях МОВ не отмечалось никаких определенных изменений во временах прихода волн *K* в течение суток, а именно это характерно для ЗРС, имеющих планктонную природу.

Наличие переходного слоя в водной толще — более вероятная причина образования волн *K*. При больших градиентах скорости звука и малой по сравнению с длиной волны толщине слоя отраженные волны могут возникнуть даже в том случае, если распределение скорости звука с глубиной является непрерывной функцией (Бреховских, 1957; Епинатьева, 1970).

Для параметров скоростного разреза в Охотском море были рассчитаны времена прихода отраженных лучей различной кратности к ближнему и дальнему пьезоприемникам, удаленным соответственно на 50 и 400 м от ПВ (табл. 5). Времена вступлений отраженных волн, рассчитанные для модели переходного слоя, удовлетворительно совпадают с временами прихода волн *K*, отмечаемыми на сейсмограммах (с учетом введения поправки за фазу). Некоторое расхождение с экспериментальными данными можно объяснить тем, что при расчетах предполагалась постоянная мощность водных слоев. Из сопоставления расчетных и экспериментальных времен волн *K* следует, что на сейсмограммах выделяются отраженные волны от переходного слоя 2, 3 и 4-й кратности. Волна первой кратности, по-видимому, попадает в зону интерференции с интенсивной прямой волной, где на сейсмограммах наблюдается «размыв» и запись становится «нечитаемой».

Как указывалось выше, экспериментальный материал не позволяет количественно оценить динамические характеристики волн. Тем не менее можно отметить, что величина коэффициентов отражения (если предполагать, что волны *K* являются отраженными волнами), полученных при экспериментальных наблюдениях, очень мала. В общих чертах это согласуется с теоретическими расчетами.

Исходя из анализа интенсивности волн различной кратности, устанавливается (Снеговской, Нефедов, 1972), что при увеличении числа кратности волн, отраженных от переходного слоя, на единицу коэффициент отражения уменьшается на порядок. Наблюдаемое на сейсмограммах уменьшение интенсивности волн *K* с ростом кратности заметно слабее расчетного, что должно иметь место в действительности в связи с действием АРУ в усилителях записи.

Природу волн данного типа можно попытаться объяснить также формированием их путём рассеивания сейсмической энергии на неоднородностях среды, обусловленных флуктуациями температуры и плотности. Однако предположение, связывающее возникновение волн *K* с наличием в море переходного слоя (слоя повышенного градиента скорости звука), кажется более достоверным. Можно добавить, что в Японском море, где градиент скорости значительно меньше, эти волны при аналогичной методике наблюдений не обнаружены.

Преломленные волны. На некоторых мелководных участках профилей XVII, XII, XVIII и 1-М породы, слагающие дно моря, представлены высокоскоростными образованиями, и преломленные волны, образующиеся на поверхности дна, выходят в первые вступления на расстояниях меньше величины взрывного интервала. Чаще всего излом годографа первых вступлений отмечается на удалении 250—300 м от ПВ на крайних каналах пьезоустановки (рис. 16). Кажущиеся скорости преломленных волн, выходящих в первые вступления, изменяются на разных

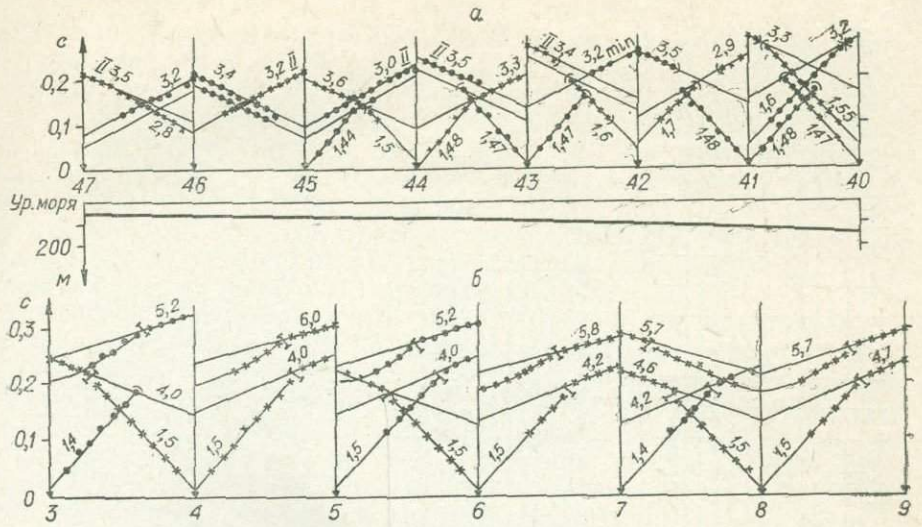


Рис. 16. Годографы сейсмических волн в области первых вступлений.
а — ПР XII, близ о. Кунашир; б — ПР XVIII, близ о. Шикотан.

участках от 2,5 до 4,5 км/с. При скорости в воде около 1470 м/с критический угол головной волны равен 20—35°. Следовательно, при глубине моря 100 м и горизонтальном залегании дна начальная точка головной волны будет отстоять от ПВ на 70—150 м, а точка пересечения годографов преломленной и прямой волны — на 450—250 м, что соответствует рассматриваемым примерам.

В последующих вступлениях с интервалом времени около 0,1 с регистрируются волны, годографы которых также имеют прямолинейную форму, кажущаяся скорость этих волн 5,2—6,0 км/с (см. рис. 16, *б*). Если начальная точка преломленных волн со скоростями 3—4 км/с находится в области «размыва» записи, вызванного прямой волной, то для волн в последующей части сейсмограммы видна начальная точка преломленной волны — ближе к пункту взрыва прослеживается только отраженная волна.

Многократные волны. На границах, соответствующих поверхности моря, с одной стороны, и дну моря и горизонтам в осадочной толще — с другой, часто образуются многократные отраженные волны. В зависимости от глубины моря, мощности осадков и их отражающих свойств выделяется несколько случаев.

На тех участках, где дно моря представляет поверхность плотных, акустически жестких пород, никаких других отражений, кроме волн, формирующихся на границе дна, не наблюдается (ПР VIII, ПК 93—120; ПР XVII, ПК 60—100; ПР XVIII, ПК 34—52, 150—190). Поэтому многократно отраженные волны (рис. 17, *а*), достигающие 5—6-й кратности, легко распознаются и, по существу не могут рассматриваться в качестве помех.

На участках глубокого моря, где отраженные волны регистрируются на больших временах, соответствующие им отражения 2-й кратности выделяются в конце сейсмограммы (рис. 17, *б*) на фоне затухающих сейсмических колебаний. Интервал времени между донными отражениями 1-й и 2-й кратности достаточно велик, чтобы однократные отражения от границ в осадочной толще были зарегистрированы без помех.

При меньшей глубине моря этот интервал суживается и часть полезной информации оказывается потерянной. На рис. 17, *в* полезная сейсмическая запись заключена в интервале между 1,1 и 2,2 с. Там, где

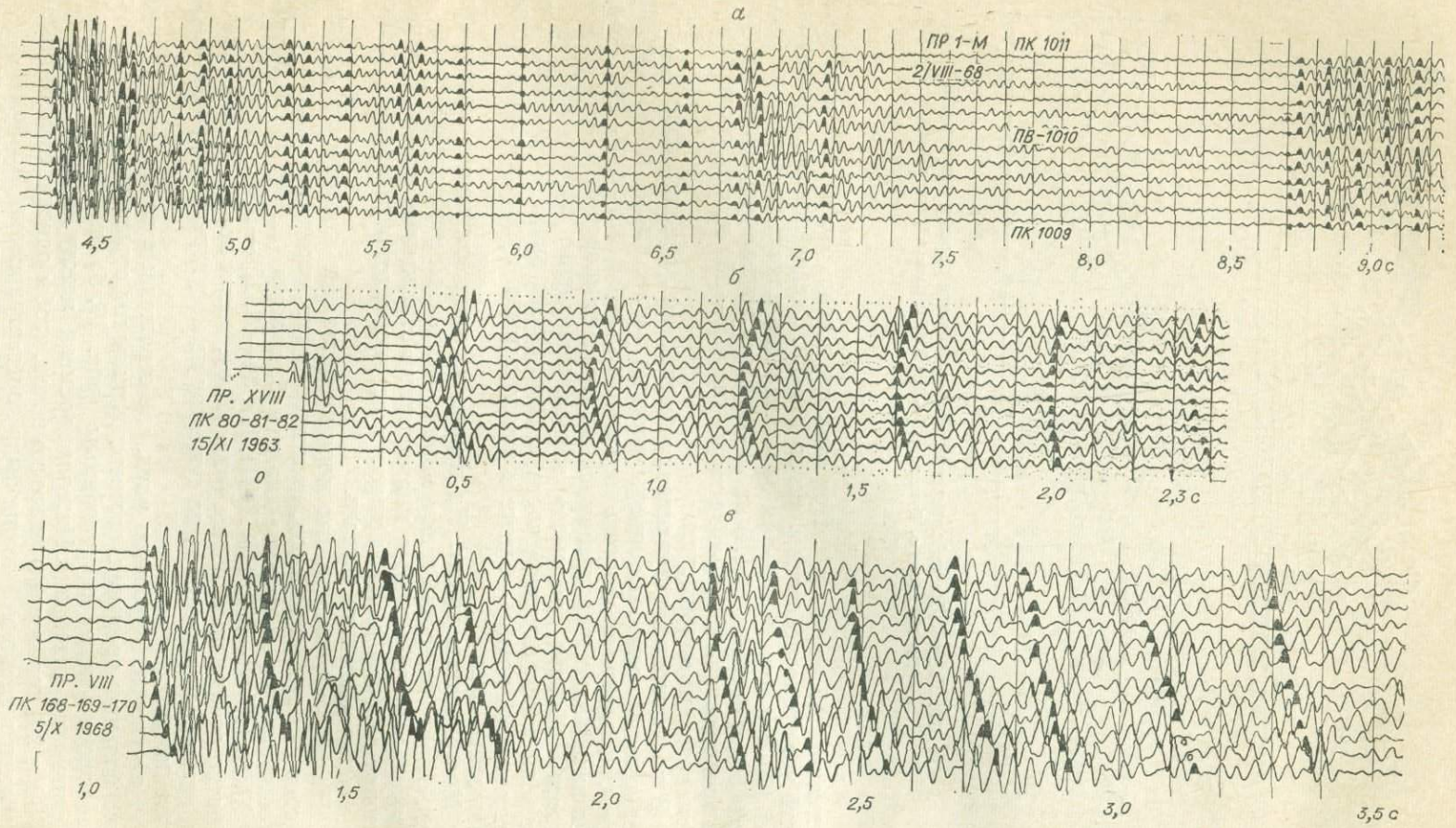


Рис. 17. Сейсмограммы с записью полнократных волн.

а — шельф о. Шикотан; *б* — Курильская котловина (кратные волны — последняя группа на сейсмограмме); *в* — верхняя часть склона Курило-Камчатского желоба.

глубина моря незначительна и осадочный разрез «насыщен» отражающими границами, отделение кратных волн от мелких границ и однократных от более глубоких значительно затруднено. К таким участкам следует отнести прежде всего почти весь профиль XVIII, затем мелководные части ПР XVII и VIII, IX и X, XII и VII. Рис. 18 иллюстрирует рассмотренные выше случаи. Здесь же показана возможность использования кратных волн при интерпретации: ввиду того, что в начальной части сейсмограмм (0,7—1,6 с) на участке профиля ПК 120—170 запись оказалась неразрешенной, разрез был построен по полнократным отраженным волнам, лишенным указанного недостатка.

Проверка отраженных волн на кратность по кинематическим признакам (Парийская, 1966; Епинатьева, 1970; и др.) не дает определенных указаний на присутствие кратных волн на всем протяжении рассматриваемых участков. Однако на отдельных пикетах (например, ПК 100—110 ПР VII) по взаимному положению границ на временном разрезе наличие волн кратных донному отражению устанавливается определенно. Это позволяет предполагать существование кратных волн и на других участках профиля, хотя при этом их роль в волновой картине представляется, несомненно, подчиненной.

При выделении кратных волн иногда оказывается полезным канал, отмечающий момент взрыва. Слабое усиление и отсутствие автоматического регулирования амплитуды сигнала обеспечивает запись на этой трассе лишь наиболее интенсивных волн, в данном случае многократных донных.

На сейсмограммах, полученных на шельфе залива Терпения и Срединно-Курильского прогиба, весьма вероятным является наличие частичнократных волн, однако их интенсивность намного слабее полнократных, для которых одной из границ является идеальная отражающая поверхность вода — воздух. Они не являются преобладающими среди других волн как по численности, так и по амплитуде.

На рис. 19 показаны значения максимальной разности на годографах отраженных волн одного из участков Срединно-Курильского прогиба. При определенной длине годографа эти значения в какой-то мере характеризуют кривизну годографа и могут служить указанием на присутствие кратных или частичнократных волн в случае выделения в одном временном интервале нескольких групп этих значений. Однако кучность точек на указанном графике легко осредняется одной кривой. Это и составляет неопределенность при выделении многократно отраженных волн, поскольку отсутствие положительного решения не является в то же время отрицательным ответом. Возрастание значения $V_{эф}$ со временем регистрации волн может существовать и при наличии многих типов кратных волн (Берзон, 1956). Для выделения таких волн применение одних кинематических критериев оказывается недостаточным.

Боковые волны. Для этих волн характерна прямолинейная или близкая к ней форма осей синфазности, низкие кажущиеся скорости (2,4—3,3 км/с), обращение знака скорости: положительный — в одну сторону от ПВ, отрицательный — в другую. Такие волны обнаруживаются на отдельных участках ПР 1-М (ПК 837—930, 989—994, 1069—1073, 1125—1136), ПР VIII (ПК 175—190, 205—250) и ПР XVII (ПК 100—110, 200—230).

За исключением ПР 1-М все указанные участки приурочены к осложненному рельефу дна (крутые склоны, возвышенности, уступы), а подобные формы рельефа зачастую обусловлены тектоническими факторами. Таким образом, сложный характер сейсмогеологических условий создает трудности установления природы волн и возможность ошибочного смешивания боковых отраженных волн и волн, отраженных от круто наклонных границ, лежащих в створе профиля. Здесь можно вы-

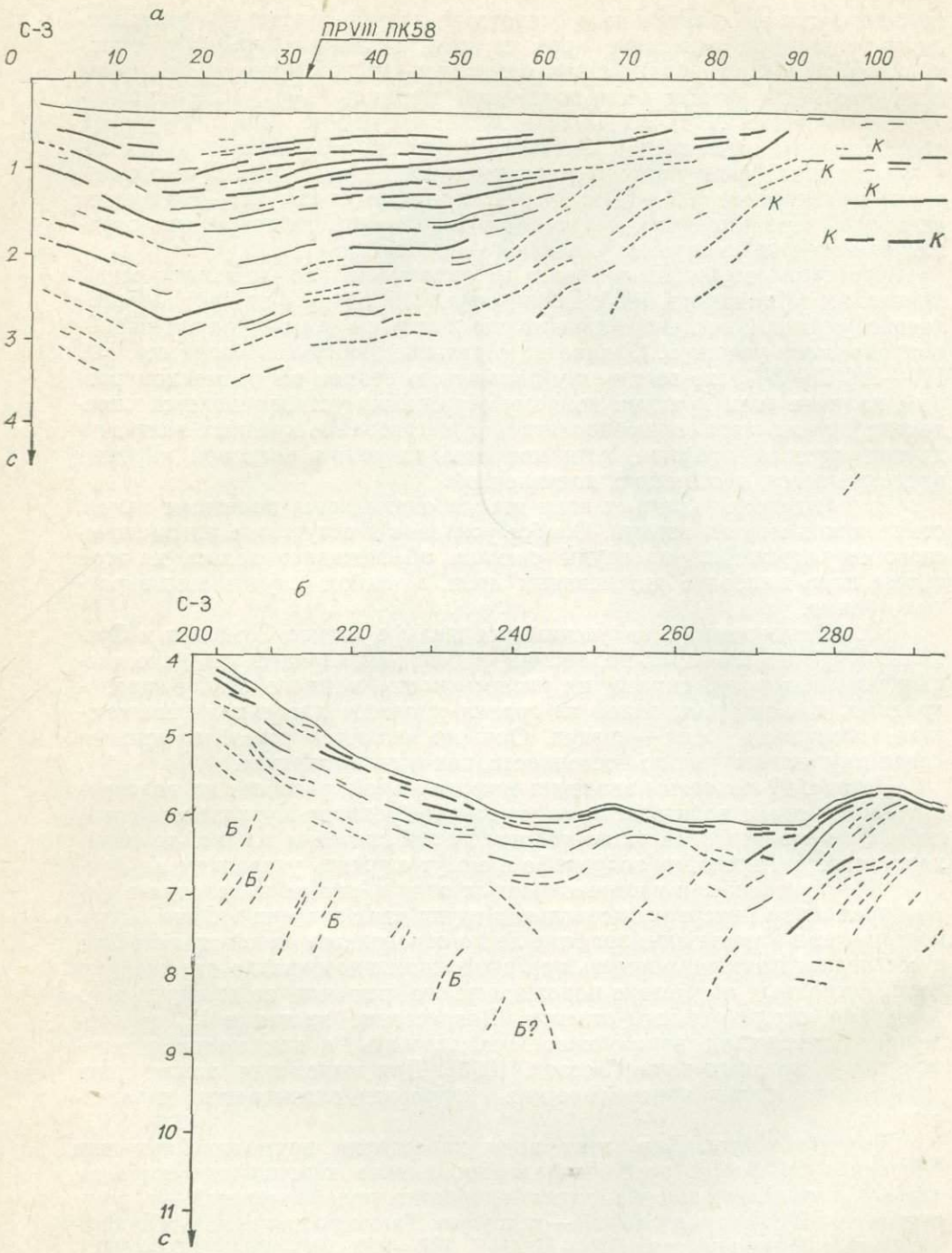
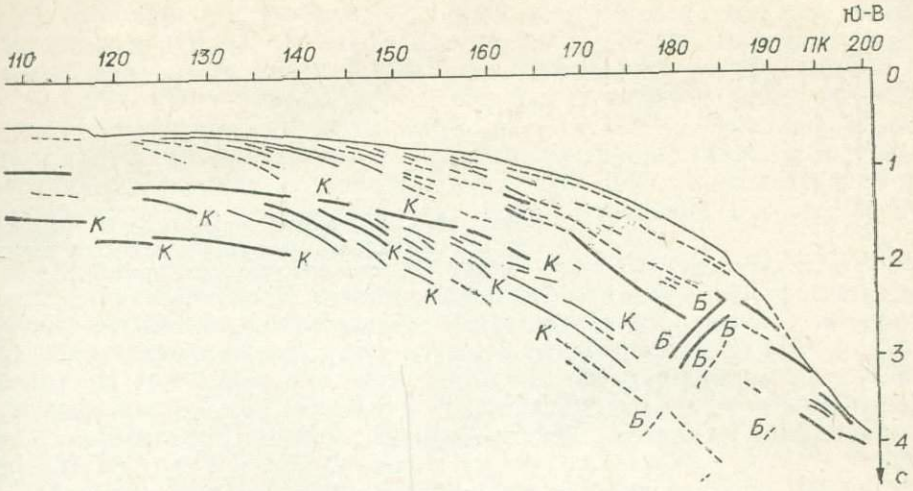
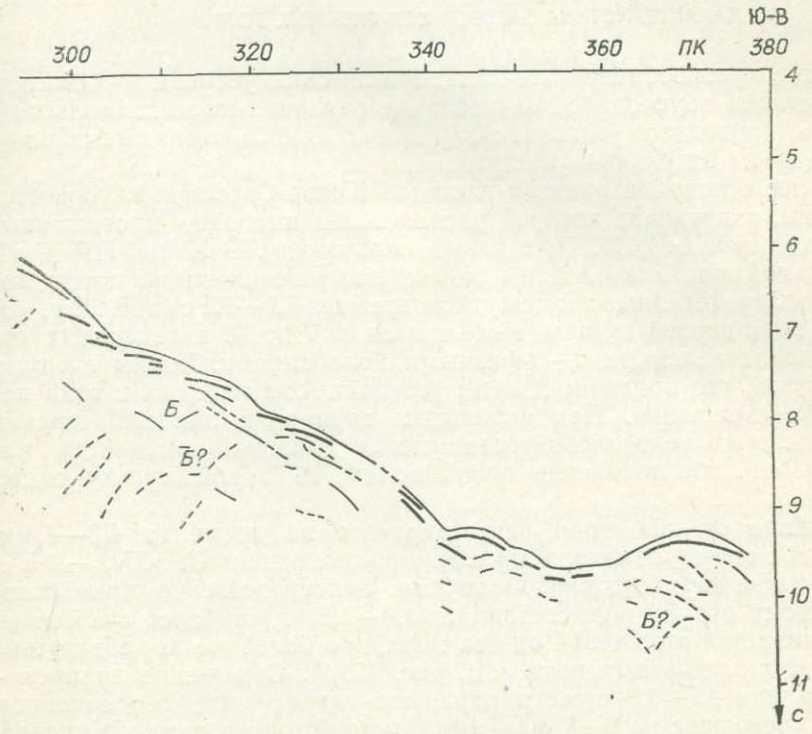


Рис. 18. Временной разрез МОВ по ПР VIII. Линии разной
Часть профиля: *а* — западная; *б* —

делить три случая: 1) на сейсмограммах колебания различных групп накладываются друг на друга (см. рис. 18, *а* — ПК 180—190); 2) боковые волны регистрируются позже нормальных отражений, но при построении разреза получаются пересекающиеся границы, и это позволяет распознать боковые волны (ПР 1-М); 3) при большом интервале времени, разделяющем различные группы волн, решение вопроса о природе колебаний остается сомнительным (см. рис. 18, *б*).





толщины показывают сравнительную интенсивность отраженных волн.
восточная. *К* — кратные волны; *Б* — боковые.

Следует добавить, что колебания, сходные по кинематике с боковыми волнами, могут, вероятно, образоваться в результате механических воздействий на пьезокосу, если амортизатор, посредством которого осуществляется ее крепление к судну, окажется недостаточно эффективным. Примером этому является восточное окончание профиля VIII, где глубина дна достигает 7 км,, а волны с кажущейся скоростью около 4 км/с регистрируются по всей длине сейсмограммы.

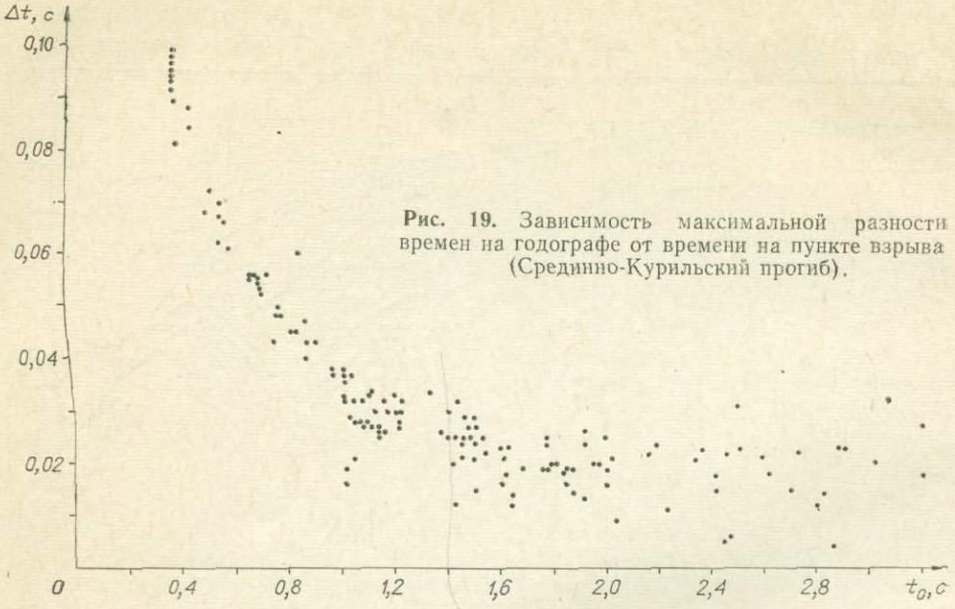


Рис. 19. Зависимость максимальной разности времен на годографе от времени на пункте взрыва (Срединно-Курильский прогиб).

ХАРАКТЕРИСТИКА ЗАПИСИ ОТРАЖЕННЫХ ВОЛН

Большое разнообразие сейсмогеологических условий рассматриваемого региона обусловило значительные различия картины волнового поля. Ниже приводится описание характера записи отраженных волн, наблюдаемой на отдельных участках.

Наиболее обширной являтся площадь Южно-Охотской глубоководной впадины, в пределах которой расположены наиболее протяженные участки профилей 1-М, IX, X, а также окончания ПР XVI и ПР XVII. В центральной части котловины на сейсмограммах выделяются две группы волн, разделенные промежутком времени 1,2—1,5 с (рис. 20, *а*, *б*).

Среди волн первой группы выделяются от 7 до 10 интенсивных отражений, представленных 2—3-фазными колебаниями. Волны следуют одна за другой, что приводит к интерференции соседних волн типа параллельного схождения. При небольших вариациях значений времен прихода смежных волн интерференционная картина изменяется, что часто вызывает либо появление новой волны, либо маскировку одной из прежних.

Отражение от дна моря регистрируется на временах 4,3—4,4 с, максимальное время отмечено на южном окончании ПР XVI — 4,5 с. Длительность записи волн первой группы, непосредственно примыкающих к донному отражению, составляет 1,0—1,2 с. Наиболее слабым из этих волн является отражение от дна моря, что более четко обнаруживается на записи кратных волн (см. рис. 17, *б*). Отражения на временах 4,5—4,6 или 4,7—4,9 с часто образуют единое интерференционное колебание, состоящее из 6—8 фаз, амплитуда которого намного превосходит другие (см. рис. 20).

Вторая группа отраженных волн регистрируется начиная с 6—7 с и резко отличается от волн первой группы по форме записи. Несколько увеличиваются видимые периоды, оси синфазности зачастую представляют собой изломанные линии (рис. 21, *а*, *б*), причем угол и даже направление наклона осей для смежных волн могут быть различными. Чаще прослеживаются три наиболее четкие фазы; с некоторым интервалом после них (а иногда перед ними) могут появляться более слабые волны. Резкая изменчивость характерна для всей группы.

В окраинных частях глубоководной котловины в интервале времени, разделяющем две основные группы волн, также появляются отраженные волны. Численность этих волн и амплитуда увеличиваются по мере приближения к подножию подводных склонов впадины. Особенно четко это видно на приттурупском участке ПР 1-М (см. рис. 20). Интенсивность и длительность записи волн второй группы также возрастают. Времена регистрации их уменьшаются до 6,0—6,5 с; в последующей части сейсмограммы корреляция этих волн затруднена и часто прерывается.

Участки профилей, соответствующие склонам Южно-Охотской впадины, характеризуются резкими уменьшениями времени регистрации донного отражения, сокращением длительности и количества отраженных волн. Иллюстрацией могут служить сейсмограммы по ПР X, приведенные на рис. 5 при описании методики интерпретации. Интересной особенностью записей на склонах является наблюдаемая интерференция типа примыкания между донным и более поздними отражениями (рис. 21, *а*).

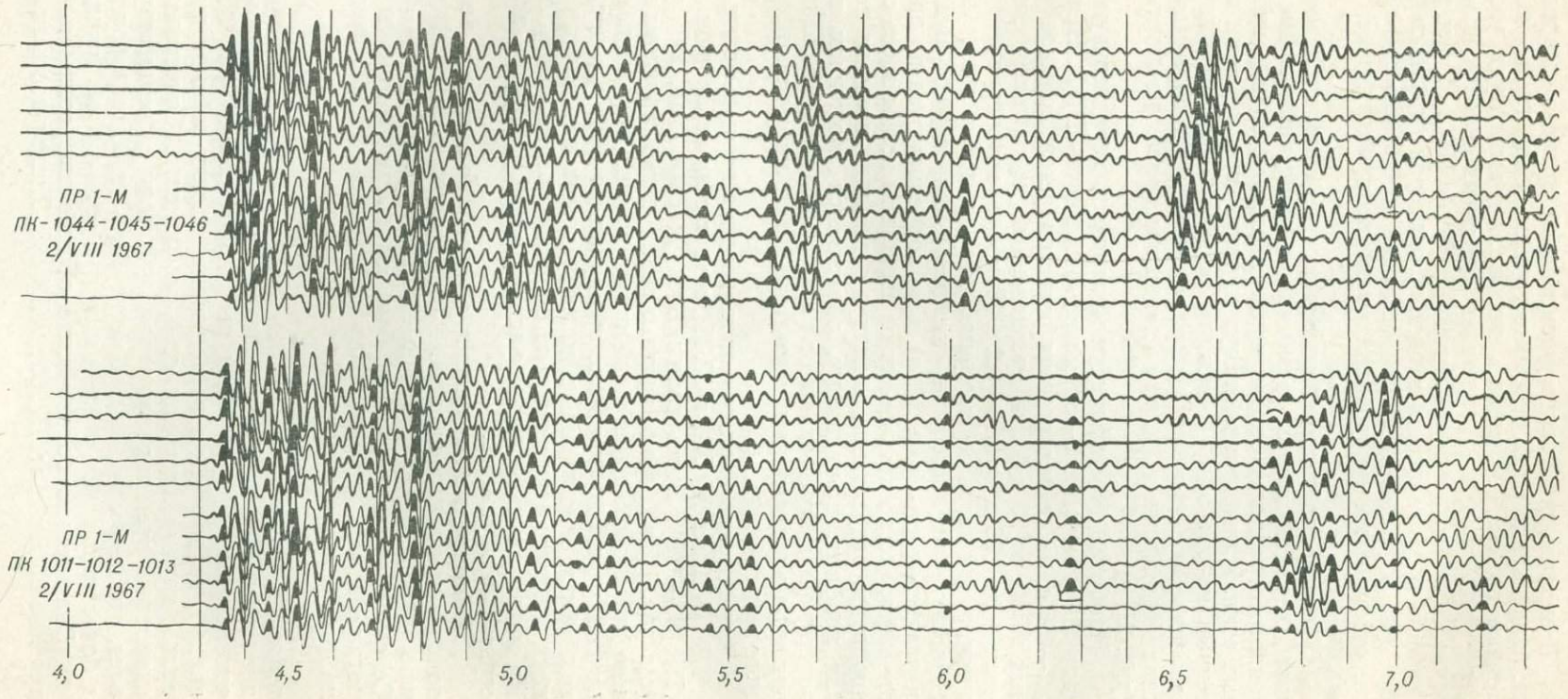
Наиболее простой волновой картиной характеризуются ПР VII, начало ПР VIII (ПК 1—80) и шельфовая часть ПР X. Начиная со времени 0,2—0,4 с, на сейсмограммах регистрируется большое число отраженных волн (до 20 и более), разделенных небольшими интервалами времени — от 0,06 с до 0,15—0,2 с. Наиболее интенсивными являются волны в начальной части сейсмограмм. На временах позже 2,0—2,5 с интенсивность волн постепенно снижается, они теряют свою динамическую выразительность (рис. 21, *в*) и не коррелируются по профилю. Следует отметить, что по динамическим свойствам волны здесь слабо дифференцированы, разрастание амплитуд отдельных волн на некоторых участках профиля, по-видимому, объясняется сложением колебаний, соответствующих отражениям от пачки тонких слоев. Признаки интерференции типа параллельного схождения часто наблюдаются во всем интервале регистрации.

Совершенно иная волновая картина на шельфовых частях ПР IX и ПР XVII, на ПР XII и XVIII, а также на небольшом участке ПР VIII (ПК 90—120). Здесь выделяются участки, где, как уже отмечалось (см. рис. 17, *а*), кроме кратных волн, соответствующих донному отражению, не обнаруживается никаких других регулярных колебаний. На других участках (наиболее обширных по протяженности) в промежутках между однократной и многократными волнами от дна регистрируются и однократные волны от более глубоких горизонтов (см. рис. 17, *в*). На мелководных участках распознавание указанных волн представляет серьезную трудность.

Значительные нарушения сейсмической записи присущи участкам подводных возвышенностей. Резкий излом осей синфазности и небольшое число волн — характерные черты волнового поля на этих участках. Сейсмограммы, полученные близ мыса Ловцова, о-овов Кунашир и Шикотан отличаются такой хаотичной записью, что невозможно выделить на них регулярные волны (см. рис. 21, *г*).

Глубоководной части ПР VIII присуще сложное волновое поле. Интервал профиля от ПК 190 до ПК 260 характеризуется резким увеличением времени донного отражения (до 6 с), ослаблением интенсивности, сокращением длительности регулярной записи (до 0,5 с после донной волны), появлением в последующих частях сейсмограмм серии слабых волн с крутым наклоном осей синфазности. Сопоставление кажущейся скорости и времен регистрации этих волн с предшествующими показывает, что некоторые из них могут быть отнесены к боковым. Возможно, к боковым следует отнести и другие волны этой группы (см. рис. 18).

Значительно более четкие отраженные волны наблюдаются в интервале профиля от ПК 260 до ПК 300. Длительность полезной записи со-


ПР 1-М
ПК-1044-1045-1046
2/VIII 1967
ПР 1-М
ПК 1011-1012-1013
2/VIII 1967
4,0
4,5
5,0
5,5
6,0
6,5
7,0

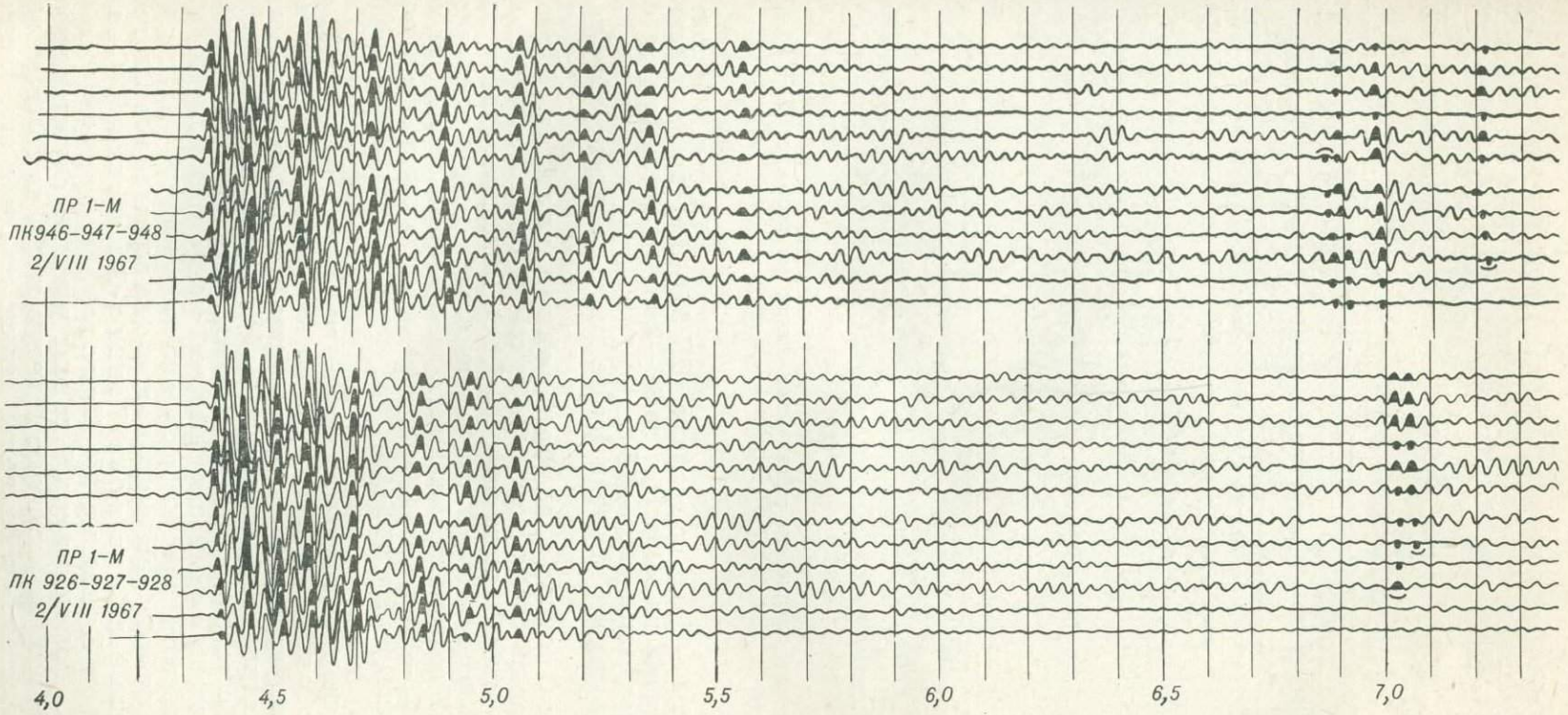


Рис. 20. Волновая характеристика двуслойного разреза Курильской котловины и его изменение по мере приближения к островной гряде (соответствующее расположение сейсмограмм — снизу вверх).

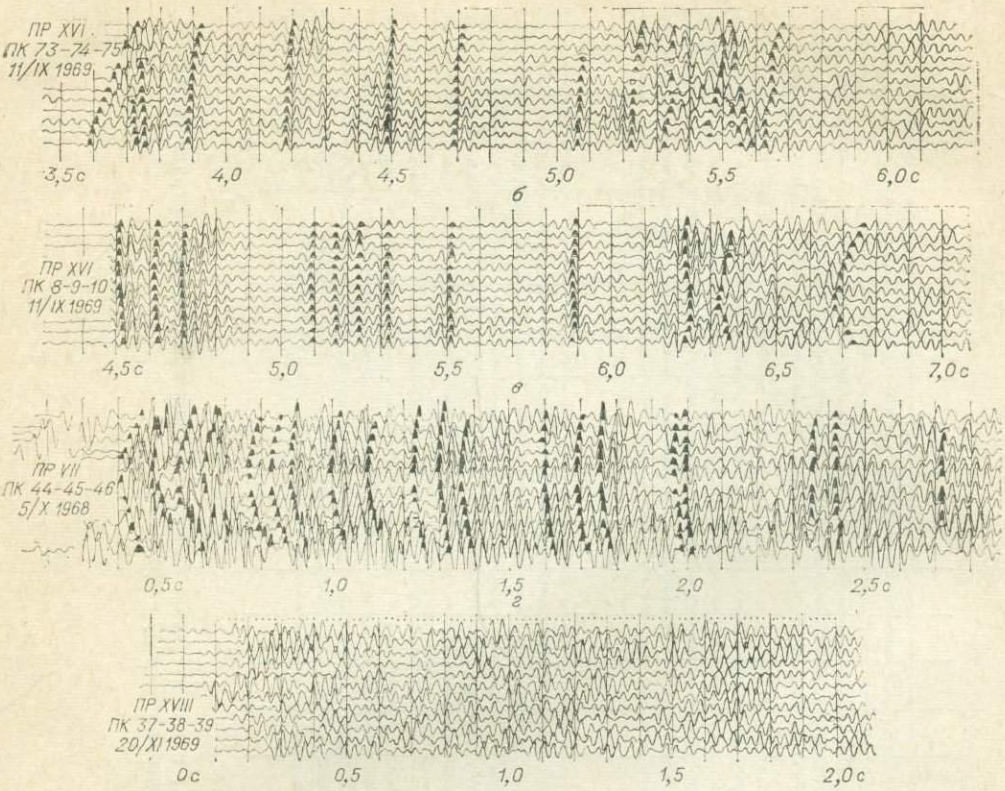


Рис. 21. Характерные особенности сейсмической записи на профилях: XVI (*а*, *б*), VII (*в*), XVII (*г*).

ставляет 1,5—2,0 с. Далее по профилю (ПК 300—376) время регистрации донного отражения возрастает до 9,0—9,6 с, а длительность полезной записи сокращается до 0,3—0,5 с.

Район исследований можно подразделить по следующим типам записи.

1. Южно-Охотская глубоководная впадина. Продолжительность записи отраженных волн на сейсмограммах достигает 3 с после прихода донного отражения (4,4—7,4 с). Выделяются две группы волн: в начальной и конечной частях записи, разделенных интервалом до 1,5—2,0 с. У подножия склонов котловины длительность записи сокращается до 2,0—2,5 с, и постепенно «заполняется» отражениями промежуток времени, разделявший две группы волн в средней части котловины.

2. Участки шельфов близ залива Терпения (о. Сахалин) и восточнее о. Итуруп. Длительность записи достигает 2,0—2,5 с, регистрируется большое количество отраженных волн, почти непрерывно следующих друг за другом. На ПР X эти волны замыкаются относительно более интенсивным отражением, позже которого выделяются слабые волны с иным наклоном осей синфазности, на ПР VII и VIII волны постепенно затухают с увеличением времени регистрации.

3. Участки крутых склонов, подводные возвышенности и шельфы близ п-ова Тонино-Анивского (Сахалин), у о-овов Кунашир и Шикотан, в осевой части хр. Витязь. Большой помехой на этих участках являются многократные волны, которые маскируют полезную запись на более поздних временах. Длительность сейсмической записи, исключая многократные

и боковые волны, не превосходит 0,2—0,4 с. В целом для всего района исследований волновая картина характеризуется большой сложностью и многообразием, обусловленными особенностями его геологического строения.

СТРОЕНИЕ И СКОРОСТНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ ИССЛЕДУЕМЫХ АКВАТОРИЙ

ПРИНЦИПЫ ВЫДЕЛЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ПО ДАННЫМ МОВ

Применение сейсмических методов для изучения строения осадочных отложений основано на соответствии физических параметров геологическим особенностям разреза. Поверхности раздела сред с разной акустической жесткостью (или волновым сопротивлением), как правило, являются отражающими границами и фиксируются на сейсмических разрезах МОВ.

Однако этот простой принцип значительно осложняется в реальных средах, где выделение и прослеживание отражающих границ зависят от степени потери сейсмической энергии на промежуточных границах, от эффекта рассеивания вследствие шероховатости данной границы или мелкой неоднородности (мутности) покрывающей среды.

Этим объясняется различная степень информации о разных комплексах геологических образований исследуемого региона и различная глубинность МОВ на отдельных участках.

В геологии существует разделение пород на два крупных комплекса: осадочные отложения и складчатый фундамент. Однако оба эти понятия в известной степени относительны. Складчатые сооружения, возникшие в разное время (и даже одновозрастные), могут резко отличаться между собой в зависимости от истории своего развития, структурного положения и др. Это обстоятельство значительно осложняет проведение тектонического районирования даже в областях, имеющих выходы пород фундамента на дневную поверхность (Яншин, 1966).

При сейсмических исследованиях на акваториях, где отсутствуют данные бурения, эта проблема еще более усложняется. В этом случае за основу расчленения геологического разреза часто принимается один критерий — величина скорости распространения сейсмических волн.

Исследованиями ГСЗ 1957—1958 гг. выделены осадочная толща и консолидированная земная кора. «Под кровлей консолидированной коры понимается первая сейсмическая граница с высокой скоростью распространения сейсмических волн, превышающей, как правило, 5,5 км/с. Она является фундаментом для рыхлых осадочных отложений, характеризующихся средними скоростями менее 3,5 км/с» (Строение земной коры..., 1964, с. 275). В различных районах фундамент представлен разными геологическими образованиями — породами вулканического происхождения, плотными осадками, гранитным либо базальтовым слоем.

В отличие от рассмотренного подразделения к осадочному чехлу отнесены «все неметаморфизованные осадочные и вулканогенные породы от рыхлых неуплотненных осадков морских и океанических бассейнов (скорости продольных сейсмических волн от 1,6—1,7 км/с и выше) до плотных осадочных и вулканогенных толщ континентов (скорости до 5,3—5,5 км/с), залегающих на складчатом основании. При таком рассмотрении осадочный чехол оказывается резко неоднородным по своим упругим свойствам и в ряде случаев может быть, в свою очередь, подразделен на отдельные слои или комплексы. По материалам ГСЗ это оказывается возможным довольно редко...» (Марков и др., 1967, с. 104).

Применительно к возможностям метода отраженных волн первый из рассмотренных подходов к классификации отложений представляется более оправданным, поскольку фундаментом для исследуемых МОВ осадочных толщ могут являться различные породы — плотные осадки, вулканогенные, любые метаморфизованные интенсивно дислоцированные образования. Их общим признаком в этом смысле служит отсутствие четких и потяженных границ, выделяемых данным методом.

Термин «акустический фундамент» (acoustic basement), применяемый американскими исследователями (Ewing e. a., 1965; Ludwig e. a., 1966; и др.) достаточно хорошо отражает физическую сторону явления. Если дно моря подстилается плотными породами, высокий коэффициент отражения и многократные волны, образующиеся на границах дно — поверхность моря, лишают возможности выявить более глубокие горизонты. Складчатый комплекс отложений, обнаруживаемый под мощными осадочными отложениями, также не расчленяется МОВ. Поэтому в обоих случаях можно говорить об акустическом фундаменте (связывая с ними предел глубинности метода), хотя глубина залегания, возраст, состав и перекрывающие отложения различны.

Расчленение осадочного чехла на отдельные слои или комплексы оказывается возможным при исследованиях МОВ благодаря высокой разрешающей способности метода даже при отнесении к фундаменту вулканогенных либо других уплотненных пород осадочного происхождения, наиболее отличных от верхней части разреза. Основанием для такого расчленения является различный характер слоистости отложений: мощность и число слоев, протяженность границ раздела, углы наклона и степень дислоцированности. К этим признакам следует добавить и скоростные параметры разреза.

Конечно, указанные критерии расчленения осадков — степень просвечиваемости и характер слоистости — не устраняют полностью некоторой неопределенности возраста и состава пород, однако во многом учитывают их. В качестве наиболее яркого примера можно привести расчленение осадков на интенсивно слоистую толщу и «немую», лишенную отражающих границ. В первой выделение границ ограничивается разрешающей способностью метода, что подтверждается интерференцией типа параллельного схождения осей синфазности, зачастую представляющих суммарное отражение от группы тонких слоев. Вторая толща в зарубежной литературе (Ewing e. a., 1965; и др.) называется акустически прозрачным слоем (transparent layer). В физическом отношении более точен, по-видимому, термин акустически однородный слой, хотя оба названия в известной степени относительны и могут быть связаны с разрешающей возможностью метода.

К сожалению, выделение различных комплексов пород, представляющих акустический фундамент, связано с большей трудностью, чем в вышележащей толще. Качественная характеристика волновой картины и косвенные данные, основанные на сопоставлении с существующими геолого-геофизическими представлениями,— вот те дополнительные источники информации о фундаменте, внутри которого отражающие границы прослеживаются крайне неустойчиво. В связи с этим следует еще раз подчеркнуть, что акустический фундамент, выделенный на разрезах МОВ даже в одном районе может быть представлен на отдельных участках различными комплексами пород, пределы распространения которых проследить не удается.

Методика детальных наблюдений МОВ позволила более отчетливо уяснить, насколько разнородными по своему составу, строению, возрасту являются различные комплексы отложений Охотского региона, и это заставило отказаться от составления общих для всего региона схем мощностей или глубин залегания подошвы осадков, как это делалось ранее по результатам исследований ГСЗ (Строение земной

коры..., 1964). С другой стороны, слишком разобщенные региональные профили наблюдений МОВ не могли обеспечить возможность изучения локального площадного распространения и изменения мощности отложений каждого комплекса.

Указанные особенности определили методический подход к интерпретации данных МОВ — тщательное изучение особенностей тектонического строения отдельных участков на профилях: характера слоистости, элементов залегания, мощности, изменчивости свойств в горизонтальном и вертикальном направлении и др. Изучение тектоники осадочных отложений позволило наметить черты генетической связи между различными комплексами отложений и, привлекая другие геолого-геофизические данные, рассмотреть основные этапы кайнозойской истории геологического развития южной части Охотского региона с новых в некотором отношении позиций.

ЮЖНО-ОХОТСКАЯ ГЛУБОКОВОДНАЯ ВПАДИНА

Структура осадочного чехла. Наиболее информативной является юго-восточная половина профиля 1-М. С нее мы и начинаем описание характерных черт строения осадочных отложений. В пределах глубоководной впадины в разрезе выделяются два комплекса отложений: верхний (слоистый) и нижний (акустический однородный — в центральной и слабослоистый — в периферической частях впадины) (Снеговской, 1971). Дно глубоководной впадины в ее юго-восточной части представляет на сейсмическом разрезе (рис. 22, *а*) исключительно ровную границу, залегающую на глубине 3,2 км со слабым наклоном (около 1/2000) к центру котловины. Слои верхнего комплекса осадков общей мощностью около 800 м также имеют субгоризонтальное залегание. Здесь выделяются 7—10 отражающих границ различной протяжности (от 1—5 до 20—50 км и более).

Отложения нижнего комплекса в центральной части котловины не содержат отражающих границ. Их мощность здесь составляет 3,2 км. Основанием отложений этого комплекса является акустически резкая граница, которая с перерывами прослеживается до 40 км профиля, воздымаясь постепенно либо уступами (углы наклона до 10—20°) в направлении к о. Итуруп. Максимальная глубина ее залегания 7,2 км от уровня моря, минимальная —5,4—6,0 км.

С приближением к Итурупу (на участке между 40—90 км профиля) сейсмогеологическая характеристика нижнего комплекса изменяется. Внутри комплекса появляются вначале слабые единичные границы, затем число отражающих границ возрастает до 5—7, границы постепенно становятся более резкими. Однако деление осадочной толщи на два комплекса по-прежнему сохраняется, поскольку расчлененность нижней части остается более слабой, чем верхней, типично слоистой толщи.

Вблизи подводного подножия острова (38 и 22 км профиля) рельеф дна осложняется антиклинальными перегибами, которые еще более ярко выражены в границах между осадочными слоями. Амплитуда складки одного из горизонтов на глубине 1 км ниже дна моря достигает 400 м, углы на крыльях —20—25°. Вверх по разрезу амплитуда поднятия уменьшается и в рельефе дна составляет всего 50 м. Амплитуда второго поднятия (22 км профиля) в рельефе дна моря — около 120 м. На рис. 22, *б* указанные структуры изображены без искажения пропорций в горизонтальном и вертикальном направлении. Отчетливо видно, что подобная складчатость не имеет ничего общего ни с вулканическими или диапироподобными постройками, ни с зонами разлома, как полагают некоторые авторы (Лившиц и др., 1972; Лившиц, 1972а).

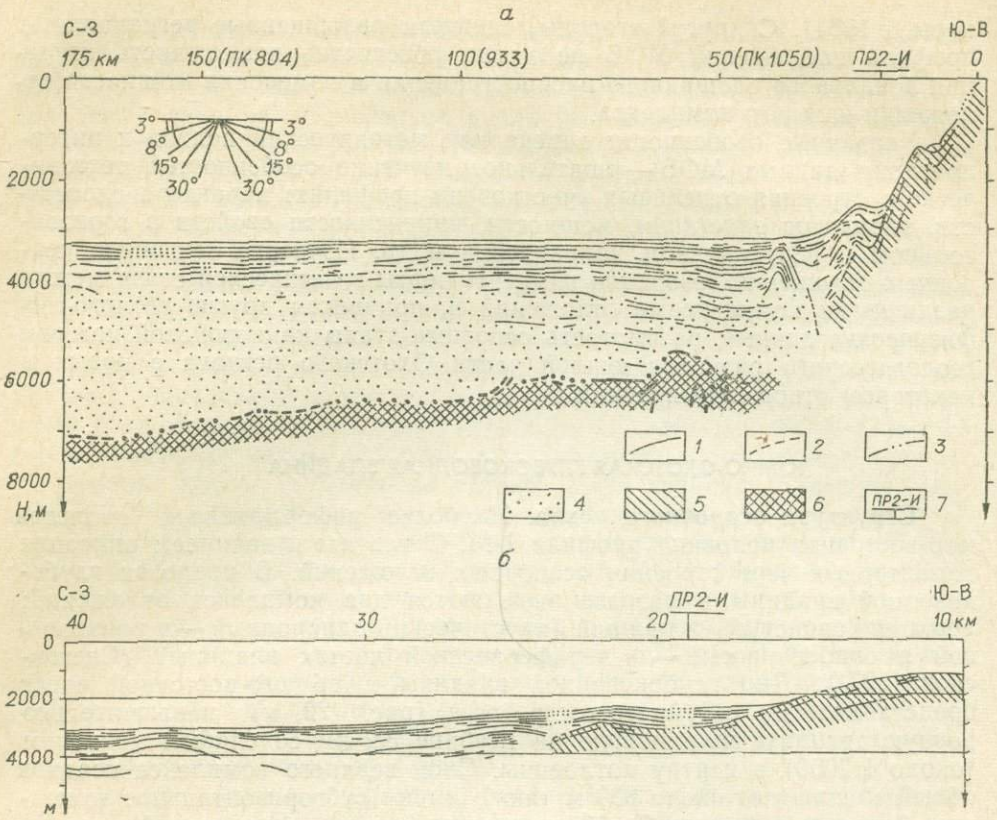


Рис. 22. Сейсмический разрез МОВ по ПР 1-М (юго-восточная часть профиля).

а — соотношение горизонтального и вертикального масштабов 1 : 10; *б* — участок разреза без искажения пропорций изображения.

1—3 — отражающие границы: отчетливые, неуверенные, предполагаемые; *4* — нижний комплекс осадков котловины; *5* — слаборасчлененные породы склона; *6* — акустический фундамент; *7* — место пересечения ПР 2-И.

Восточнее 40 км профиля граница, соответствующая основанию толщи, не прослеживается, возможно, из-за ослабления энергии упругих колебаний (сложные формы вышележащих слоев, возможное крутое погружение данной границы). На участке, соответствующем подводному склону о. Итуруп (15—18 км), глубинность сейсмического разреза сокращается до нескольких сотен метров. Малочисленные отражающие площадки и границы залегают параллельно поверхности дна моря, максимальные углы наклона достигают 15—20°.

У подножия подводного цоколя острова отмечается захоронение его нижней части осадками верхнего комплекса котловины, смятыми здесь в складки (18—20 км профиля). Отчетливый контакт указывает на несогласное прилегание слоистого комплеска котловины к подводному склону о. Итуруп.

Расположенный вдоль простирания островной дуги ПР 2-И отражает структуру осадочных отложений, слагающих отчасти дно глубоководной впадины, отчасти подводные склоны о. Итуруп (Снеговской, Неверов, 1970). Рельеф дна по профилю неровный, с колебаниями глубин от 2 до 3 км, углы наклона достигают 10—15°. Имеются куполовидные поднятия, террасы, корытообразные углубления. На одних участках, ниже дна, залегают тонкослоистые отложения субгоризонтального залегания мощностью до 800—1000 м, на других обнаруживаются разрозненные площадки и границы с несогласным залеганием по отношению к вышележащим. Максимальные углы наклона глубоких гра-

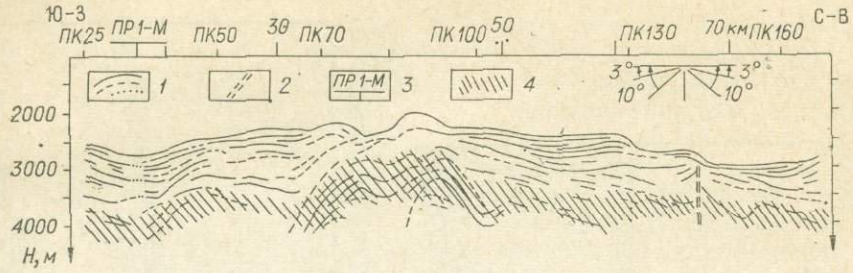


Рис. 23. Сейсмический разрез МОВ по ПР 2-И.

1 — отражающие границы; *2* — предполагаемое тектоническое нарушение; *3* — пересечение с ПР 1-М; *4* — промежуточный комплекс.

ниц достигают 15—35°. На крыльях антиклинальных перегибов наблюдается выклинивание отдельных слоев (рис. 23).

На профиле IX выделяются три участка, соответствующие шельфу, крутому склону и пологому дну глубоководной впадины (рис. 24, *а*). На небольшом участке шельфа протяженностью около 5 км глубина моря равна 100—150 м, наклон плоского дна — около 30′. В разрезе до глубин 1—1,5 км выделяются отражающие площадки, погружающиеся в сторону котловины. Углы наклона возрастают с глубиной от 1—2 до 10—15°. Не исключено, что некоторые из этих площадок не соответствуют реальным геологическим границам и могут объясняться неполным «отсеиванием» многократно отраженных волн при обработке.

На склоне котловины с глубинами от 150 до 2500 м рельеф дна неровный. Средний наклон дна около 6°, максимальный — до 17°. В верхней части склона в разрезе отмечаются горизонтальные площадки, в нижней углы их падения достигают 15°. В основании склона интересно наличие оползневой структуры. Ее природа устанавливается на основании типичной для оползня формы рельефа дна, деформированности верхних слоев подобно поверхности дна и наличию подстилающей этот холм границы, плавная конфигурация которой совпадает с продолжением линии склона по обе стороны структуры, что позволяет рассматривать эту границу как древнюю поверхность дна, ныне перекрытую оползшей сверху массой осадочных отложений. Оползень разделен на две части; одна часть осела у подножия крутого склона, образуя уступ дна моря, другая, расположенная далее, представляет собой холм, высота которого относительно его основания со стороны шельфа равна 120 м и со стороны моря — 250 м.

Глубоководная часть профиля (длиной около 70 км) имеет, подобно профилю 1-М, две толщи отложений: верхнюю, слоистую, мощностью 800—1000 м и нижнюю, акустически однородную, изменяющуюся от 800 до 2000 м в зависимости от рельефа поверхности подстилающих геологических образований. Дно моря полого погружается в направлении к центральной части впадины со средним уклоном около 30′ (от глубины 2500 м до 3000 м). На отдельных участках верхние горизонты осадочных отложений слабо деформированы в волнистые складки амплитудой в первые десятки метров с углами на крыльях до 1—2°. В подстилающих отложениях эти складки наблюдаются только до глубин 100—200 м ниже дна моря. В нижней части разреза прерывисто прослеживается граница (или группа площадок), соответствующая поверхности акустического фундамента. Ее рельеф значительно осложнен. Так, на 65—90 км профиля вырисовывается поднятие с амплитудой 1000 м. Углы наклона площадок на отдельных участках имеют 10—20°, возможно более. Глубина залегания границы у основания материкового склона менее 4 км, на восточном окончании профиля — 6,5 км.

На профиле X значительное отличие наблюдается лишь в области шельфа, сложенного слоистыми осадками мощностью 1,5—2,0 км. Гра-

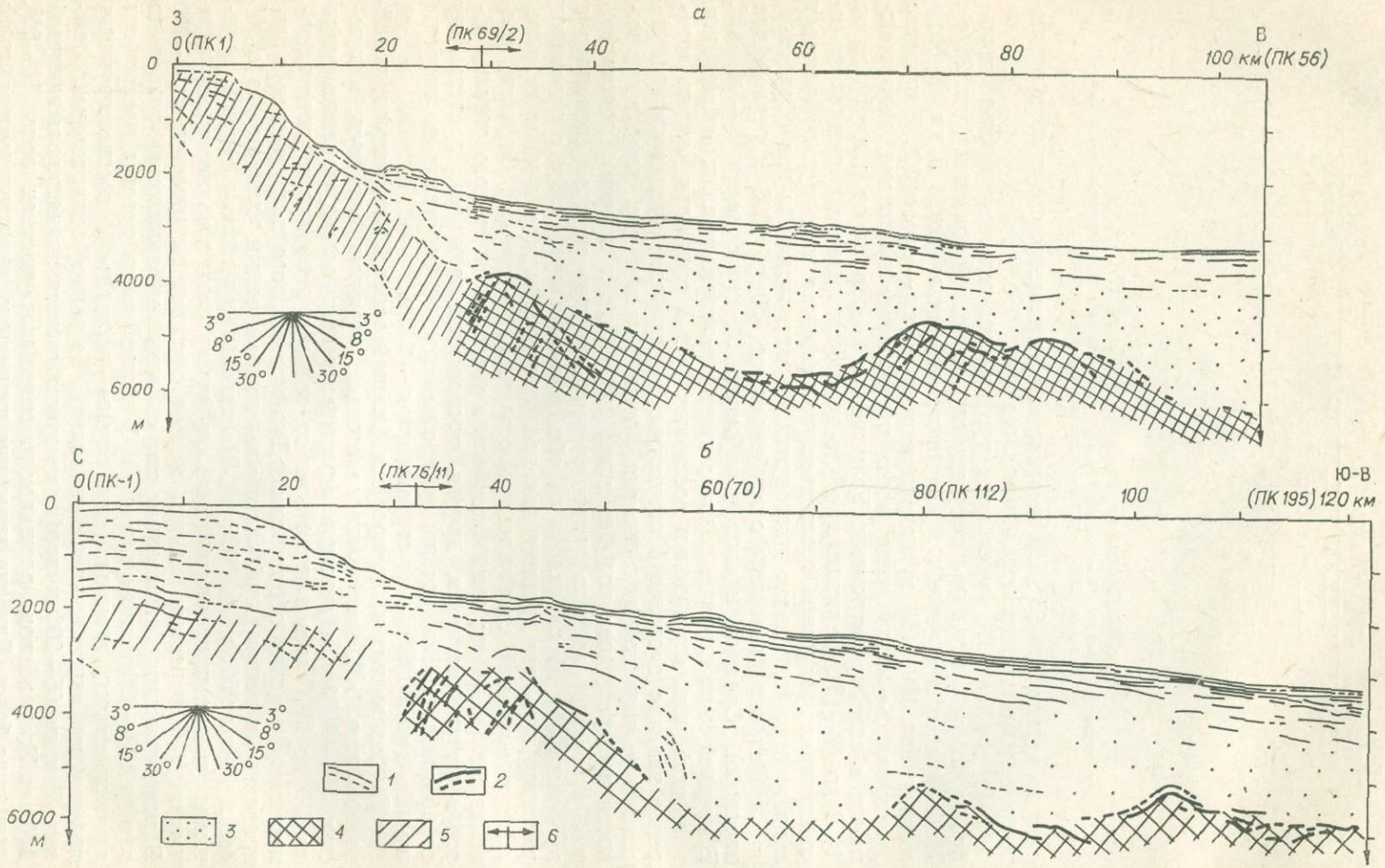


Рис. 24. Сейсмические разрезы МОВ.

а — разрез по ПР IX; *б* — разрез по ПР X. *1* — надежные и неуверенные построения отражающих границ в верхних осадочных комплексах; *2* — то же, для акустического фундамента; *3* — нижний комплекс осадков котловины; *4* — акустический фундамент; *5* — слаборасчлененные породы склона и шельфа; *6* — место стыка профилей, отработанных в разное время.

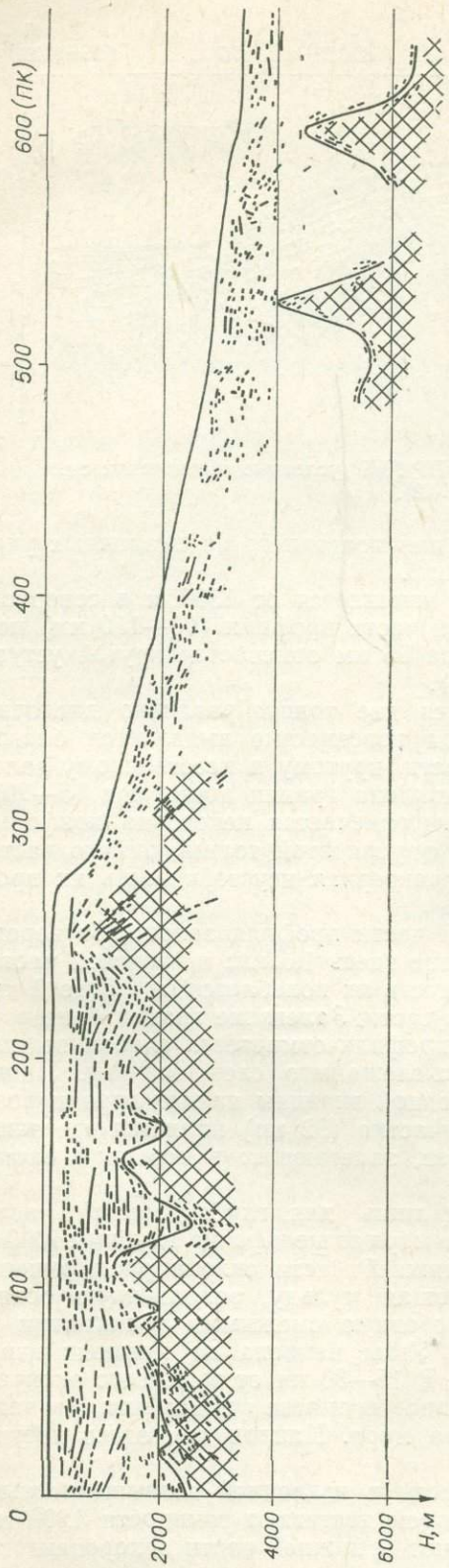


Рис. 25. Сейсмический разрез МОВ северо-западной части ПР 1-М (по Лившицу и др., 1972).

ницы раздела в осадках здесь со слабым наклоном (до 1—1,5°) в сторону моря (рис. 24, *б*). Подошва слоистых отложений определяется по наиболее протяженным и более резко выраженным акустическим границам, ниже которых прослеживается небольшое число непротяженных несогласно залегающих площадок (Снеговской, Александров, 1971).

На некоторых участках склона Южно-Охотской впадины осадочные слои срезаются более круто наклоненной поверхностью дна моря (21 и 30 км профиля), на других участках слои залегают субпараллельно поверхности дна, наклоненной в сторону глубоководной впадины.

В глубоководной части профиля осадки разделяются на два комплекса свойственных котловине слоистых и однородных отложений. Мощность последних достигает 1,5—2,0 км. Рельеф подстилающей их границы неровный. На 60 и 104 км профиля отмечаются два поднятия амплитудой 500—800 м. Максимальные углы наклона на их крыльях равны 12°. Крупное поднятие фундамента обнаруживается также в районе 40 км профиля, вблизи основания материкового склона. Углы наклона на крыльях достигают 15°, амплитуда поднятия (по перепаду глубин с юго-восточной стороны) равна 2 км. К восточному крылу этого поднятия примыкает, выклиниваясь, нижняя однородная толща котловины.

Еще более рельефные поднятия акустического фундамента обнаруживаются на присахалинской части ПР 1-М (рис. 25). Высота этих поднятий достигает 2 км, расстояние между ними около 30 км (Лившиц и др., 1972). На шельфе залива Терпения под интенсивно слоистой толщей рыхлых осадочных отложений выделяются плотные породы акусти-

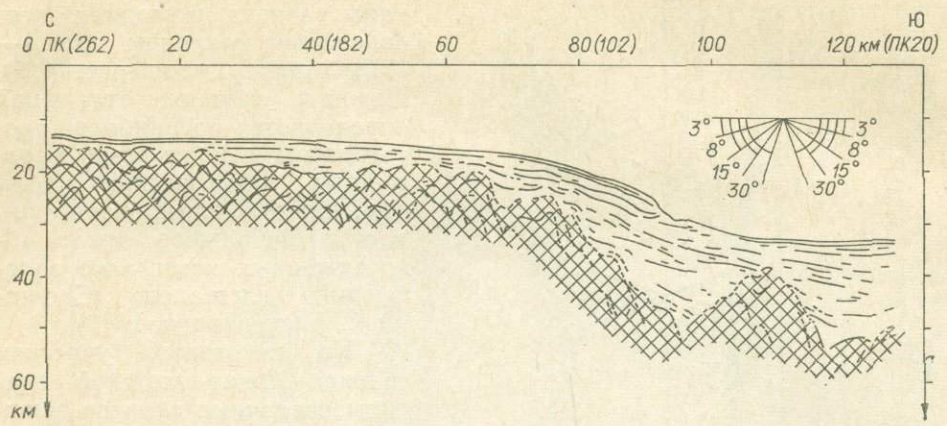


Рис. 26. Сейсмический разрез МОВ по ПР XVI (условные обозначения см. на рис. 22).

ческого фундамента. Глубина залегания последнего на различных участках профиля варьирует от 1 до 3 км *.

Глубина моря на профиле XVI изменяется от 1300 м в северной до 3300 м в южной части. В средней части профиля (70—110 км) поверхность дна имеет наклон 1—3°, на 95 км отмечается крутой уступ, где наклон достигает 6—10° (рис. 26).

В разрезе отчетливо выделяются две толщи различно дислоцированных отложений. Нижняя толща повсеместно выделяется благодаря сложному рельефу ее поверхности, крутому и несогласному залеганию отражающих границ. Углы наклона границ достигают 15—20°, а в некоторых случаях 35°. В целом отмечается некоторая конформность различных по глубине границ внутри этой толщи, однако часто наблюдается также несогласие и характерная неустойчивость их прослеживания.

Осадки верхней толщи в южной части профиля заполняют неровности рельефа основания, достигающие здесь 1,5 км; в северной части они распределены равномерно. Мощность их колеблется от 0,5 до 2 км на юге и от 0,2 до 0,5 км в северной части. Залегание границ близко к горизонтальному. В северной части профиля отмечается слабая волнистость поверхности дна моря и нижележащего слоя осадков. Лишь на участке крутого склона глубоководной впадины наклон границ возрастает до 3°. Особенностью этого участка (92 км) является срезание рельефом дна моря осадочных слоев, залегающих в северной части профиля.

Разрез по ПР XVII построен лишь для глубоководной части (рис. 27). Участок крутого склона дна моря от шельфа до глубины 1000 м покрыт тонким слоем осадков. В нижней части склона расположена террасовидная ступень, представляющая мульду, заполненную осадками мощностью до 800 м и образованную смежными поднятиями в рельефе акустического фундамента. Углы наклона на крыльях этих поднятий достигают 20—30° и более. В 15—30 км от западного окончания профиля наблюдается более крупное поднятие фундамента, хорошо выраженное также в рельефе дна моря. Наклон дна здесь достигает 15°.

Между указанными выше террасой и подводной возвышенностью расположена депрессия, осадки которой достигают мощности 1200 м. Осадочные слои несогласно примыкают к нижней части захороненного

* Северо-западная часть ПР 1-М обрабатывалась в тихоокеанской экспедиции, по материалам которой составлен приведенный здесь сейсмический разрез (см. рис. 25).

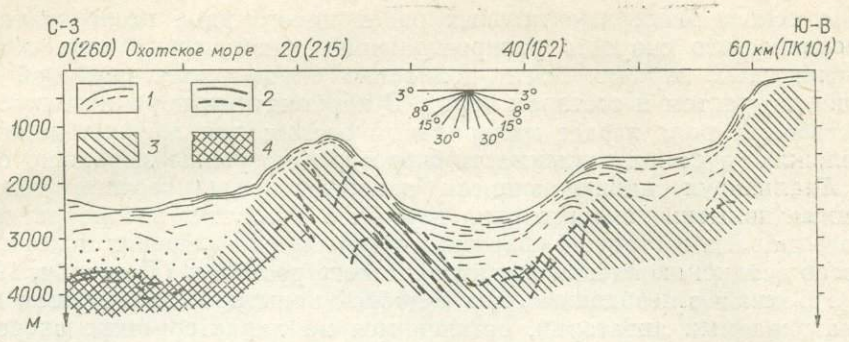


Рис. 27. Сейсмический разрез МОВ по ПР XVII (условные обозначения см. на рис. 22).

ими склона подводной возвышенности. Поверхность фундамента прослеживается под осадками депрессии. Характерной чертой верхних осадочных горизонтов, погружающихся со стороны террасы на восточном борту депрессии, является уменьшение их мощности и срезание поверхностью дна моря. Это явление можно объяснить воздействием подводных течений в период накопления осадков. В Курильском проливе, на продолжении которого расположена рассматриваемая депрессия, сильные морские течения наблюдаются и в настоящее время.

Западное окончание профиля типично для глубоководной котловины: верхний слоистый комплекс, однородный слой и «жесткая» подстилающая граница. По сравнению с другими профилями котловины, глубина залегания этих слоев меньше и равна соответственно 2,5; 3,0 и 3,5 км.

Скорости распространения сейсмических волн. Вычисление эффективной скорости при исследованиях МОВ — один из немногих способов извлечения информации о скоростных параметрах горных пород в малоизученных и недоступных в настоящее время для бурения районах. Это необходимо как для определения глубины залегания и структурных элементов сейсмических границ, так и для выяснения некоторых данных о составе и стратификации изучаемых пород.

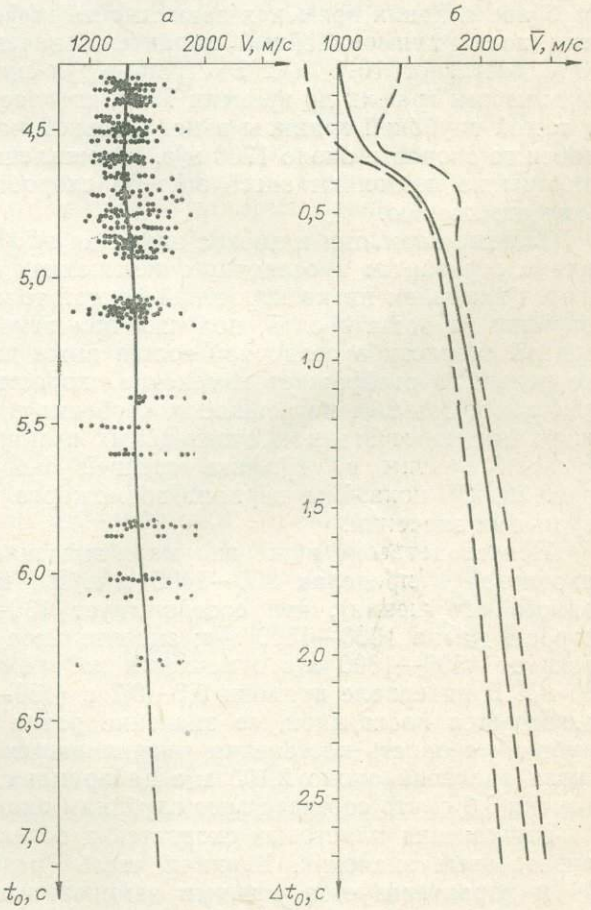


Рис. 28. Зависимость скорости от времени регистрации отраженных волн в приитурупской и центральной частях Курильской котловины.

а — эффективная скорость; *б* — скорость, исправленная за водный слой моря.

На основе экспериментальных работ целого ряда исследователей установлено, что скорость распространения сейсмических волн в песчано-глинистых породах почти полностью определяется глубиной залегания, возрастом и составом пород. В карбонатных породах наиболее существенную роль играет минеральный состав; для древних пород и на больших глубинах зависимость скорости от глубины выражена слабее. Анализируя наблюдающиеся закономерности, геологи делают успешные попытки использования данных о скоростях в ряде районов земного шара для стратиграфической корреляции и решения некоторых вопросов осадконакопления и тектонического развития (Петкевич, 1963; и др.). В связи с необходимостью подобной попытки в дальнейшем для рассматриваемых акваторий, остановимся на характеристике скоростной структуры осадков.

Осадочные отложения глубоководной впадины характеризуются очень низкими значениями скорости распространения сейсмических волн. На рис. 28, *а* показаны единичные значения, вычисленные поинтервально для отражающих горизонтов ПР 1-М. Верхняя часть графика в интервале 4,34—4,6 с обнаруживает локальное уменьшение скорости с увеличением времени регистрации волн от 1460 до 1430 м/с. На временах 4,75 и 5,05 с отмечаются следующие точки перегиба. Первая из них отделяет область возрастания скорости от 1430 до 1470—1480 м/с; вторая — участок менее значительного увеличения скорости до 1490 м/с. На более поздних временах зависимость эффективной скорости от времени носит прямолинейный характер, значение скорости на времени 6,3 с достигает 1610 м/с. Экстраполируя при той же прямолинейной зависимости график до времени 7,5 с, которое соответствует отражению от самой глубокой границы в центральной части котловины, придем к значению скорости около 1700 м/с. К сожалению, рельеф и глубина этой границы не позволяют здесь оценить скорость непосредственно по самому отражению.

Слабые вариации и низкие значения эффективной скорости до различных горизонтов в осадочных отложениях котловины отчасти объясняются влиянием низкоскоростной водной толщи глубокого моря. Вводя поправку за водный слой, получим при некотором допущении график средней скорости в осадочной толще ниже дна моря. Этот график более рельефно отображает изменение скорости с глубиной, однако ему присущи и большие погрешности, особенно в верхней части, вызванные ошибками пересчета приблизительных величин эффективной скорости. В связи с этим на графике средней скорости в осадочной толще (рис. 28, *б*) показаны вариант возможного осреднения и полоса его вероятных значений.

Непосредственно ниже дна моря значение средней скорости может находиться в пределах 800—1400 м/с. На времени 0,3 с (считая от донного отражения), что соответствует 130—250 м ниже дна моря, скорость равна 1000—1600 м/с; значительное возрастание средней скорости до 1500—1800 м/с отмечается на времени 0,4 с (глубина 300—350 м). В интервале времени 0,5—0,7 с (450—600 м) скорость, вероятно, остается постоянной, ее значение равно 1700—1800 м/с. Далее с глубиной скорость постепенно увеличивается с градиентом 0,1 $с^{-1}$, достигая значений около 2,100 м/с на времени 2 с и около 2300 м/с на времени 3,3 с, что соответствует глубинам около 2,1 и 3,8 км.

Вычисления пластовых скоростей в осадках могут дать лишь приблизительные значения. Верхняя часть разреза мощностью около 800 м характеризуется резкими изменениями скоростей сейсмических волн: самые верхние слои общей мощностью около 200 м представлены породами, скорость в которых имеет вероятное значение около 1 км/с, ниже залегают отложения мощностью около 300 м со скоростью 2,0—2,5 км/с, еще глубже — породы со скоростью 1,5—2,0 км/с.

Нижняя часть разреза мощностью около 1300 м представляет толщу, скорость сейсмических волн в которой постепенно увеличивается с глубиной от 1,8—2,0 до 2,0—2,3 км/с. Дальнейшая экстраполяция скорости приводит к значению 2,5—2,8 км/с на глубине около 4 км ниже дна моря. Конечно, вполне вероятно более резкое нарастание величин пластовых скоростей в основании разреза, однако значительная протяженность интервала, в котором скорость увеличивается равномерно, позволяет предполагать, что нижняя часть осадочных отложений, выявленных при данной методике МОВ в центральной части котловины, характеризуется пластовыми скоростями, не превышающими 3 км/с.

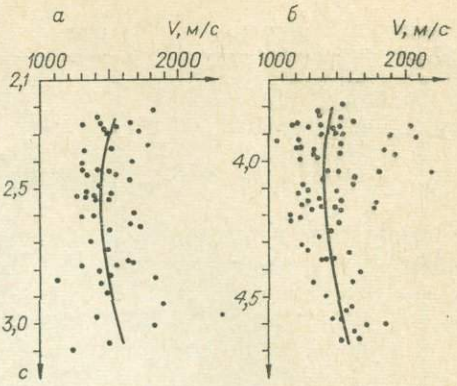


Рис. 29. Определения эффективной скорости в присахалинской части Курильской котловины.
а — ПР X; *б* — ПР IX.

На рис. 29 показаны графики осредненных значений эффективной скорости в присахалинской части котловины. Несмотря на большой разброс точек, заметно уменьшение среднего значения скорости на величину 50—70 м/с в интервале 0,2—0,3 с после донного отражения. Следует заметить, что указанное понижение скорости отмечается на обоих графиках, соответствующих различным участкам, расположенным в средней и нижней частях склона котловины, с глубиной моря около 1700 и 2800 м. Это свидетельствует о довольно широком распространении низкоскоростного придонного слоя. Последний отчетливо обнаруживается и на южном участке ПР XVI, хотя менее уверенно. По шести горизонтам, времена отражений от которых равны 4,5; 4,7; 5,0; 5,3; 5,6 и 5,9 с соответственно, получены следующие средние величины эффективной скорости: 1,5; 1,5; 1,4; 1,4; 1,5 и 1,6 км/с.

Интересно отметить, что в Японском море при исследованиях по аналогичной методике также обнаруживалось понижение скорости в слое, залегающем ниже дна до глубины около 200 м. В табл. 6 приведены средние значения эффективной скорости, вычисленные для трех участков ПР III, расположенных в Центральной котловине Японского моря (Милашкин и др., 1968). Среднеквадратические ошибки, как видно, превосходят величину изменения скорости до разных горизонтов (первый из них — дно моря). Уменьшение скорости с глубиной не подтверждается данными по многократным волнам (Шаяхметов, 1972), однако трудно признать случайным совпадение результатов вычислений (имеется в виду понижение скорости) по отдельным участкам профиля, по различным профилям и даже котловинам. Существование низкоскоростных осадков под дном моря обнаруживается и другими методами (Снеговской, Старшинова, 1972).

Таблица 6

Пикеты	Время отражений, с					
	4,69		4,98		5,25	
	V, м/с	$\pm m$, м/с	*V*, м/с	$\pm m$, м/с	*V*, м/с	$\pm m$, м/с
1—50	1480	40	1440	70	1480	100
51—100	1480	40	1470	70	1480	100
101—238	1490	50	1460	60	—	—

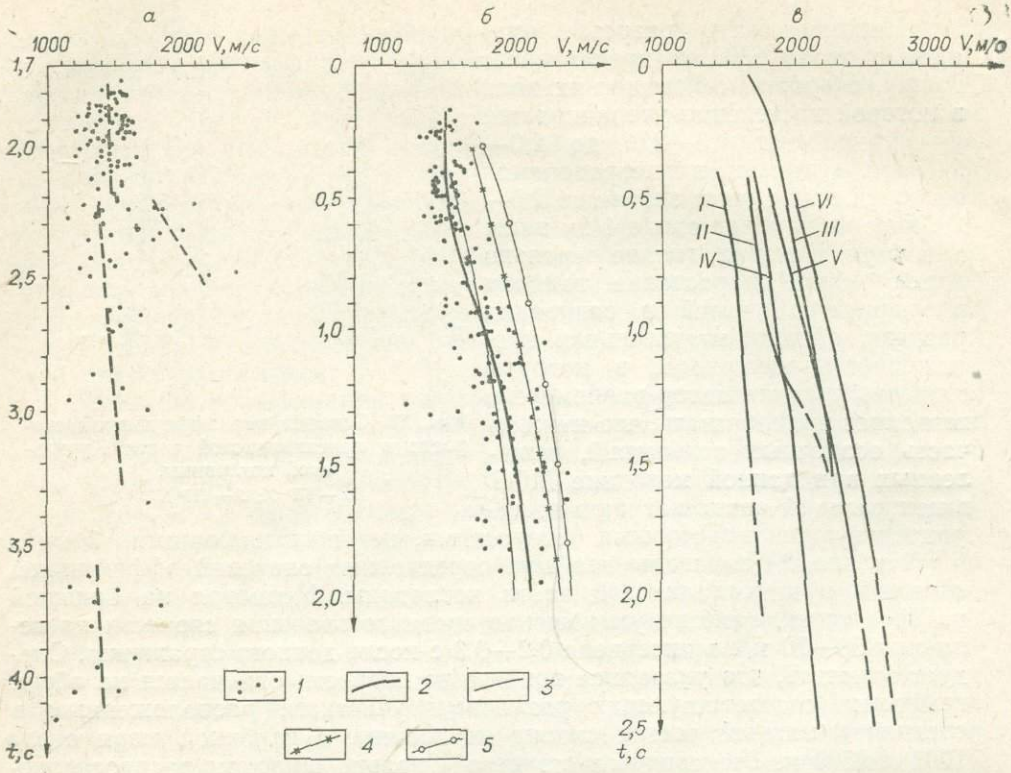


Рис. 30. Зависимость средней скорости от вертикального времени.

а — возвышенность Академии наук; *б* — залив Терпения; *в* — Анивский и Сахалинский заливы. *1* — единичные определения; *2* — осредняющая кривая; *3* — кривая, полученная по определениям Тихоокеанской экспедиции в 1967 г.; *4* — кривая, выведенная по работам 1965 г. на прибрежных участках залива; *5* — график эффективной скорости в южной части Тымь-Поронайской низменности. Цифры на графике: I — эффективная скорость в центральной и II — в северной частях залива Анива; III — сейсмокаротаж на побережье Анивского залива; IV—VI — данные МОВ (соответственно) по внутренней и внешней частям Сахалинского залива и прилегающему участку Охотского моря.

Низкие значения скорости характерны для осадочного разреза также в северной части ПР XVI. Поскольку мощность субгоризонтальных осадочных слоев на возвышенности Академии наук составляет всего 200—300 м, а ниже залегают дислоцированные породы, границы в которых также обладают отражающими свойствами, зависимость эффективной скорости от времени регистрации отраженных волн приобретает необычный вид (рис. 30, *а*). Здесь выделяется несколько групп точек. В интервале времени 1,8—2,2 с скорость близка по величине таковой в водной среде и, может быть, слабо нарастает с глубиной. Скорость в осадках не превосходит 2 км/с. На более поздних временах до 2,5—2,7 с разброс точек на графике резко возрастает, что, по-видимому, обусловлено сложной формой нижнего складчатого комплекса отложений. Группа точек со значениями 1,6—2,4 км/с, возможно, отражает действительное увеличение скорости, если пластовые скорости в нижнем комплексе достигают 4—5 км/с. Точки со значениями менее 2 км/с можно объяснить боковыми отраженными волнами от верхних границ складчатого фундамента.

Прилегающая к котловине со стороны Сахалина внешняя часть шельфа залива Терпения сложена породами, скорости распространения волн в которых плавно увеличиваются с глубиной (рис. 30, *б*). В интервале времени от 0,5—0,6 до 2,0 с (на более поздних временах определения скорости затруднены ввиду искаженной формы годографов

отраженных волн) эффективная скорость возрастает от 1500 до 2100 м/с. До времени 0,5—0,6 с (что соответствует глубине около 400 м от уровня моря) эффективная скорость сохраняет постоянное значение около 1500 м/с. В интервале времени от 0,6 до 1,0 с наблюдается резкое увеличение скорости с градиентом около 0,4 $с^{-1}$, на больших временах она возрастает медленнее.

Определения, выполненные Тихоокеанской экспедицией ВНИИМОРГЕО на шельфе залива Терпения по ПР 1-М, совсем незначительно отличаются от данных по ПР X (см. рис. 30, *б*). Графики, относящиеся к прибрежной части залива и к прилегающему району Тымь-Поронайской низменности, где сейсморазведочные работы проводились экспедициями СахТГУ Министерства геологии РСФСР, показывают последовательное увеличение значений скорости для одинаковых времен. Это обстоятельство объясняется скорее всего зависимостью физических свойств осадочных отложений от распределения и удаленности источников сноса в процессе их формирования. Для двух других крупных заливов Сахалина — Анивского и Сахалинского — отмечается (см. рис. 30, *в*) аналогичное распределение значений скорости в пределах их акваторий.

Вычисления скорости на ПР XVII выполнены в недостаточном объеме, что отчасти объясняется широким развитием здесь различных волн-помех. На шельфе, севернее о. Кунашир в интервале времени 0,3—0,8 с и западнее, где отражение от дна регистрируется на времени 2,2—2,3 с, в интервале 3,2—4,5 с получены одинаковые значения скорости (осредненные поинтервально), равные 1500 м/с. Если для шельфа низкое вычисленное значение скорости можно объяснить влиянием кратных волн, то для глубокого моря этот факт, несомненно, отражает свойства осадков и может служить указанием на сравнительно недавнее прогибание этого участка и большую скорость его заполнения осадочным материалом.

Породы, слагающие приитурупский участок шельфа, представлены, вероятно, довольно плотными образованиями. На двух сейсмограммах ПР 1-М (со стороны о. Итуруп) в первых вступлениях на 4—6 каналах прослеживаются преломленные волны, кажущиеся скорости которых определяются уверенно, но различно в связи с рельефом дна моря: 5300 и 3870 м/с в направлении к острову, 3470 и 2600 м/с в сторону моря. Граничная скорость, определяемая по одной паре неполных встречных годографов, равна 4000 м/с.

Сопоставление данных МОВ и ГСЗ. Различные возможности отдельных геолого-геофизических методов служат основой для выбора определенного комплекса исследований. Возрастает и достоверность получаемой информации, поскольку ее аргументация подкрепляется различными независимыми данными. Сопоставление результатов, полученных методами отраженных и преломленных волн при благоприятных условиях, позволяет уточнить скоростные параметры сред, выделить дополнительные границы раздела и, следовательно, комплексы различных пород, установить в ряде случаев их геологическую природу. Преимущества комплексирования создаются как за счет суммирования данных, получаемых каждым отдельным методом, так и путем повышения точности решения частных задач.

К сожалению, такие возможности реализуются далеко не полностью. Недостаточная точность определения координат сейсмических профилей на море (Глубинное сейсмическое зондирование..., 1971; Алексеев, 1972) делает бессмысленной попытку исправления построений ГСЗ, касающихся глубоких горизонтов разреза, путем учета изменения мощности низкоскоростного осадочного слоя. К тому же определения глубин на некоторых профилях ГСЗ производились отдельно для каждого горизонта, независимо от вышележащего.

Учитывая изложенное, представляется совершенно необоснованным мнение (Андреев и др., 1972) о том, что в зоне перехода от Азиатского материка к Тихому океану «существующая неопределенность структурных построений по годографам ГСЗ может быть уменьшена за счет более строгого учета характеристик верхней части коры, которые получены в последние годы... в результате выполнения сейсмических работ МОВ» (с. 7). Указанными авторами были пересмотрены материалы ГСЗ и «уточнены» разрезы земной коры. Однако при этом они не показали, каким образом учитывалось влияние рыхлых осадков на ПР 1-М, если спорадические изменения их мощности (амплитудой до 2 км) происходят на отрезках профиля длиной 5—8 км (см. рис. 25, ПК 500—650), а суммарная среднеквадратическая ошибка определения местоположения профилей МОВ и ГСЗ в этом районе составляет около 7 км. Аналогичная картина наблюдается и на других профилях, хотя изменение мощностей на таких же интервалах несколько меньше — до 500—1000 м. Непонятно, как можно уточнять разрез ГСЗ, если на ряде участков профилей МОВ подошва осадков не выделяется, на других установлено наличие комплексов, физические свойства и мощности которых не могут быть оценены количественно, а сопоставление имеющихся границ нуждается в доказательствах возможности их отождествления.

Приведенные примеры показывают, что в подобных случаях «исправления» прежних материалов по определениям ГСЗ (Строение земной коры..., 1964; Глубинное сейсмическое зондирование..., 1971) приводят к явной фальсификации. Сопоставление данных МОВ и ГСЗ, которое будет сделано ниже, имеет другие цели — сравнительную оценку точности определений и попытку выяснения геологической природы акустического фундамента, выделяемого отраженными волнами.

По данным ГСЗ, мощность осадочного слоя в Курильской котловине изменяется от 3,5 до 5,5 км. Участок с мощностью 5,5 км имеет локальное распространение и расположен в центре, ближе к Сахалину. Со стороны Курильских островов наибольшей протяженностью отличается участок между изопахитами 4,0 и 4,5 км. По данным МОВ, мощность осадков в глубоководной части котловины увеличивается по направлению к ее середине от 2,5—2,8 до 3,9 км, если не принимать во внимание узких локальных сокращений мощности, которые, очевидно, не были выявлены при дискретных наблюдениях ГСЗ. С приближением к Сахалину поверхность акустического фундамента в котловине перестает прослеживаться; на ПР 1-М, ПР IX и X ее минимальная глубина относительно дна моря составляет 1,5 км.

Как видно из приведенных величин, различия в мощностях по разным данным достигает 1—2 км. Чем вызваны эти расхождения? Погрешностями методов или различной природой границ, выделяемых МОВ и ГСЗ в основании осадочного разреза? Средняя скорость распространения сейсмических волн в осадках по определениям МОВ достигает 2,3 км/с на участке наибольшей мощности. При построении разреза ГСЗ средняя скорость принималась равной 3 км/с. Определение средней скорости в ГСЗ производилось по первым точкам годографов, что при дискретной системе наблюдений, естественно, приводило к большим ошибкам. При интерпретации отмечалось (Строение земной коры..., 1964, с. 195), что, вероятно, даже значения 2,7—3,0 км/с являются завышенными.

Конечно, в связи с экстраполяцией можно полагать, что существуют ошибки в определении средней скорости до поверхности акустического фундамента, противоположные по знаку ошибкам ГСЗ, однако в принципе при данной методике определения скорее следует ожидать некоторого завышения эффективной скорости по данным МОВ, нежели уменьшения ввиду неучитывавшегося эффекта преломления отражен-

ных волн на промежуточных границах. Принимая во внимание эти замечания, касающиеся возможных погрешностей обоих методов, можно считать, что данные МОВ по сравнению с ГСЗ находятся ближе к истинным параметрам разреза. Вероятное значение средней скорости в осадочном слое может быть принято равным 2,5 км/с. Это значение и было использовано при построении разреза МОВ в центральной части котловины (см. рис. 22, *а*).

Подошва осадков, выделяемая методами ГСЗ и МОВ (при такой оценке их данных) в центральной части глубоководной впадины, представляет собой одну и ту же реальную границу раздела двух сред. Если различие в значениях средней скорости и существует, то оно невелико, и указанные границы отличаются по глубине своего залегания всего на несколько сотен метров в зависимости от скорости распространения сейсмических волн в промежуточном слое, величину которой по имеющимся данным определить невозможно.

При глубине залегания акустического фундамента 3,9 км и средней скорости до его поверхности 2,5 км/с, а до поверхности базальтового слоя 2,6 км/с, мощность промежуточного слоя при условно принятой в нем скорости 4,5 км/с равна 370 м и составляет 300 м при пластовой скорости 5,5 км/с. Даже в том случае, если принять значение средней скорости по ГСЗ равным 2,7 км/с, при тех же прочих параметрах мощность промежуточного слоя в центральной части котловины окажется равной 600—800 м, а не 2 км, как это определялось ранее (Livchits, 1971) и было использовано в других работах (Родников, Хаин, 1971).

Более того, сопоставление величин времен прихода сейсмических волн к пункту взрыва, по данным МОВ и ГСЗ, указывает на совершенное отсутствие промежуточного слоя в данном районе (Снеговской, 1971). Однако нельзя принимать этот вывод безоговорочно. Такое сопоставление не может быть строго выполнено ввиду низкой точности определения координат профилей и скоростных параметров сред, величины которых необходимы при пересчете, поскольку времена на пункте взрыва преломленных и отраженных волн связаны между собой соотношением

$$t_{\text{прел}_0} = t_{\text{отр}_0} \cdot \cos i, \quad \text{где} \sin i = V/V_{\text{г}}$$

(условные обозначения — обычные в сейсморазведке).

Впрочем, последнее из двух указанных обстоятельств вызывает при сопоставлении небольшие погрешности. Граничная скорость, соответствующая базальтовому слою, в Курильской котловине определена уверенно по взаимоувязанным встречным годографам и может быть принята постоянной — 6,7 км/с с погрешностью не более 1,5%. Оценивается и влияние средней скорости в пределах ее возможных вариаций. Указанному значению граничной скорости и средней скорости 2,3 км/с соответствует величина косинуса, равная 0,94; при средней скорости 2,5 км/с она равна 0,93 и при 2,7 км/с составляет 0,92. Таким образом, если принять коэффициент пересчета времен 0,93, то величина возможной погрешности будет равна всего 1—2%.

Разность времен прихода отраженных волн от подошвы осадков и от дна моря увеличивается к центральной части котловины от 2,4 до 3,1 с на прикурильской части ПР 1-М (наиболее протяженный участок — 2,7 с) и от 2,2 до 2,7 с в восточной половине присахалинской части (исключая из рассмотрения узко локальные уменьшения до 1,1 с на вершинах погребенных поднятий акустического фундамента). Пересчитанные для сопоставления с преломленными волнами, эти значения изменяются соответственно от 2,2 до 2,9 и от 2,0 до 2,5 с. На восточных окончаниях ПР X и IX после пересчета имеем 2,3 и 2,7 с.

По наблюдениям ГСЗ, времена на пункте взрыва (исправленные за воду) в пределах глубоководной части котловины изменяются от 2,6

до 3,5 с, причем в целом отмечается увеличение времени в направлении от Итурупа к присахалинской части. Наиболее уверенные определения по системам встречных годографов на двух участках в средней части котловины показывают около 2,9 с, хотя между этими участками время увеличивается до 3,1 с (Строение земной коры..., 1964, фиг. 8.5).

Таким образом, сопоставление времен отраженных и преломленных волн в центральной и приитурупской глубоководной части Южно-Охотской впадины показывает, что акустический фундамент, выделяемый по данным МОВ, является, вероятно, базальтовым слоем. Возможно также, что указанные времена отличаются на 0,2 с, а это соответствует мощности промежуточного слоя около 500 м. В присахалинской глубоководной части расхождения более 1 с и присутствие здесь промежуточного слоя следует считать несомненным. Максимальная мощность его на отдельных участках составляет 2—3 км.

Исследования ГСЗ на ПР 14-М (Строение земной коры..., 1964) согласуются с данными МОВ по ПР XVI. В придонном слое осадков скорость определяется равной 1,4—1,7 до 2,0 км/с; в восточной глубоководной части ПР 14-М в основании слоистых осадков мощностью 1,2 км выделяется граница со скоростью 4,2—4,7 км/с. Вероятно, эта граница обнаруживается в основании разреза ПР XVI и протягивается в центральную часть Курильской котловины.

В заключение — некоторые замечания относительно возможности совместного использования данных МОВ и ГСЗ для графических построений. Как видно из проведенного сопоставления, в центральной части ПР 1-М скорости распространения сейсмических волн в покрывающих средах, применявшиеся при построениях МОВ и ГСЗ, различаются для одних и тех же участков в основном в связи с погрешностями методики их определения. Таким образом, одна и та же реальная граница раздела двух сред будет изображена на разрезах МОВ и ГСЗ на разных глубинах, а простое графическое сведение этих разрезов на один рисунок вызовет ложное представление о наличии двух границ и о существовании промежуточного слоя (либо о завышении мощности этого слоя). Учитывая, что горизонтальные размеры структур фундамента сопоставимы с погрешностями определения их местоположения, вносимые «исправления» при построении более глубоких границ, нужно ожидать, приведут к значительным ошибкам. В связи с этим представляется более корректным проводить лишь общее сопоставление данных МОВ и ГСЗ с учетом особенностей этих методов в каждом конкретном случае, как это было сделано выше.

КУРИЛЬСКАЯ ОСТРОВНАЯ ДУГА

Сейсмические разрезы МОВ. Сложный характер и резкая изменчивость сейсмогеологических условий на акваториях южной части Курильской островной гряды делают этот район одним из наиболее трудных для обработки и интерпретации сейсмических материалов. На некоторых участках профилей МОВ не удалось получить достоверных данных о глубинном строении, на других полученная информация слишком бедна. Тем не менее данные МОВ в целом представляют большой интерес в геологическом отношении.

Наиболее информативным для данного района является ПР VIII (рис. 31, *а*). Приитурупская часть профиля расположена в зоне мощных толщ слоистых осадков. По глубоким горизонтам здесь отчетливо выявляется прогиб, амплитуда которого уменьшается вверх по разрезу до полного выполаживания на дне моря. Мощность осадков в осевой части прогиба достигает 3 км и затем постепенно сокращается в восточном направлении. Более крутое крыло расположено со стороны о. Итуруп.

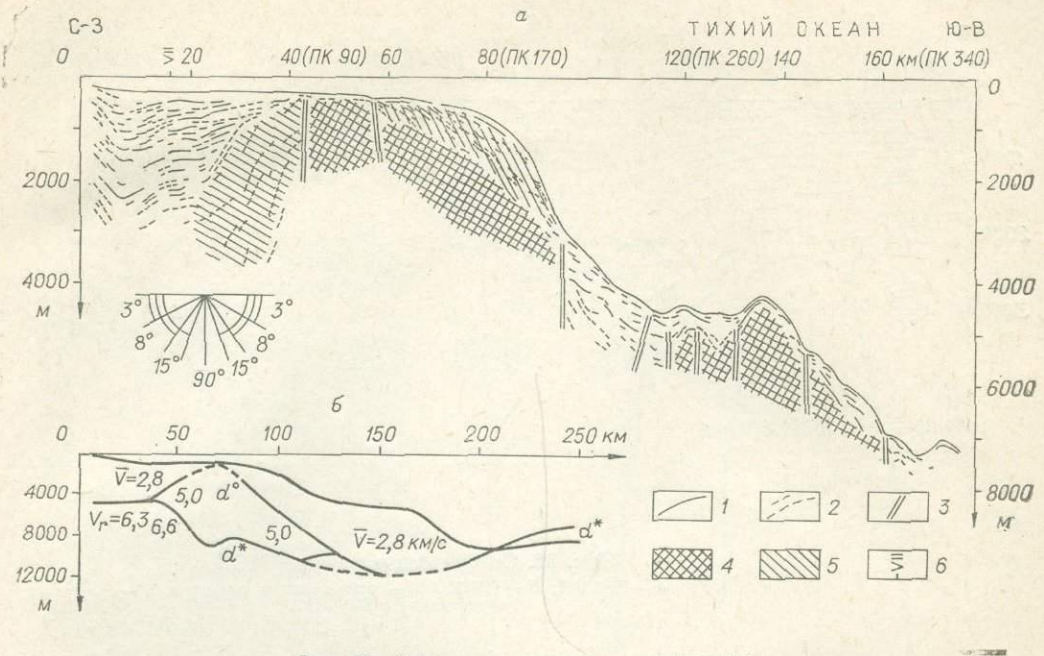


Рис. 31. Сейсмические разрезы по ПР VIII.

а — по данным МОВ; *б* — по данным ГСЗ (Строение земной коры..., 1964). *1*, *2* — отражающие границы; *3* — разломы, предполагаемые по сейсмическим данным; *4* — акустический фундамент; *5* — промежуточный комплекс; *6* — место пересечения с ПР VII.

Падение слоев здесь увеличивается с глубиной от 2—3 до 5—8°. Преобладающий угол подъема слоев на океанском крыле прогиба равен 1—2°.

Осевая часть прогиба находится в 10—15 км от береговой линии о. Итуруп, а в 20—25 км обнаруживаются глубокие отражающие горизонты второго комплекса отложений. Для него характерны границы с крутым залеганием и неустойчивостью прослеживания. Если допустить, что скорость распространения волн в этой толще равна 3,5 км/с, то максимальные углы наклона будут достигать 15—20°. Мощность толщи 2—3 км. На 40 км профиля горизонты этого комплекса выходят к поверхности дна океана.

Рассмотренная выше зона соответствует Срединно-Курильскому геосинклинальному прогибу и северо-западному склону подводного хр. Витязь. Обе структуры в этом районе совершенно не выражены в рельефе дна (Снеговской, 1970). По глубоким же горизонтам хребту отвечает антиклинальная структура, свод которой эродирован, и породы, слагающие ядро, по существу, обнажены на дне моря. Глубокие отражающие границы в сводовой части не обнаруживаются (40—55 км профиля), а дно сложено плотными породами с высоким коэффициентом отражения («жесткое» дно). Это третий комплекс пород, распространенных на прикурильском шельфе Тихого океана.

Далее к востоку, до самого склона Курило-Камчатского глубоководного желоба (55—90 км), в верхней части разреза присутствуют уплотненные (судя по кратным волнам) породы, угол наклона слоев которых в среднем достигает 3—4°. Они образуют внешнеее крыло антиклинальной структуры хр. Витязь и погружаются в сторону океана. Последовательность слоев этого комплекса обнажается на океаническом дне дважды: от древних к молодым (при движении в сторону океана) на участке плоского дна (55—65 км) и от молодых отложений к более древним на крутом склоне глубоководного желоба, срезающем по крайней мере верхнюю часть этой толщи (83—100 км).

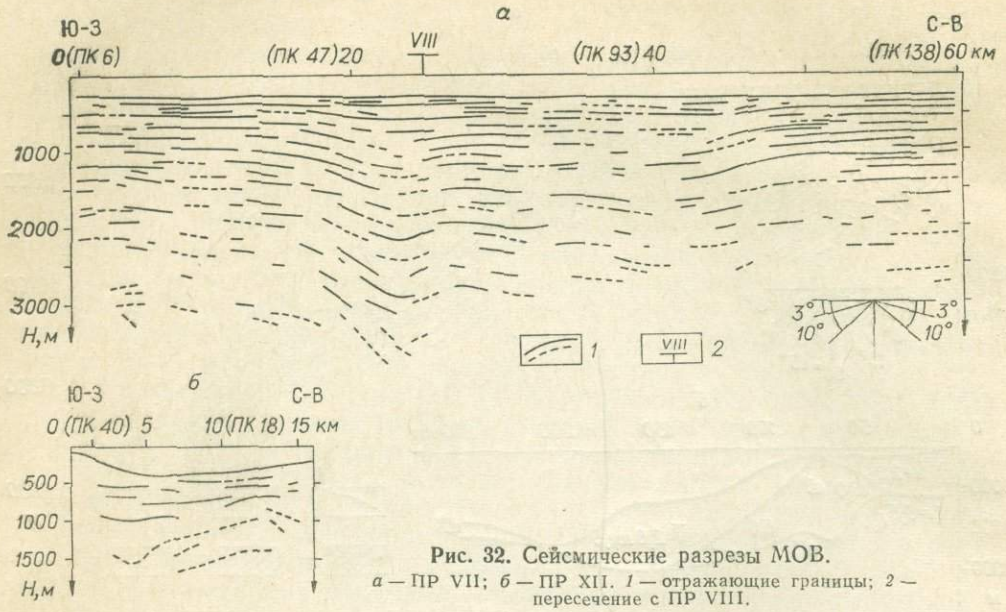


Рис. 32. Сейсмические разрезы МОВ.
а — ПР VII; *б* — ПР XII. *1* — отражающие границы; *2* — пересечение с ПР VIII.

На 53 км профиля в рельефе дна отчетливо обнаруживается ступень с перепадом глубин около 50 м. Океаническое крыло ступени расположено гипсометрически ниже и слегка деформировано.

Наиболее крутая часть склона желоба (угол наклона 14°) находится на глубинах океана от 1300 до 2700 м, на больших глубинах наклон дна уменьшается до 6—8°, появляются осложняющие склон поднятия (115, 133, 172 км профиля) амплитудой 120—360 м и террасы, представляющие собой мульды, или «карманы», заполненные рыхлыми осадками. Мощность слоистых отложений в нижней части склона невелика. Поднятия на склоне почти совсем лишены осадков, в мульдах их мощность составляет 0,5—1,0 км. На склоне осадки залегают параллельно поверхности дна или под углом, несколько меньшим, чем угол склона, в мульдах верхние слои лежат горизонтально, нижние образуют прогиб.

Ступень в рельефе дна и крутые участки склона, вероятно, связаны с разрывными тектоническими нарушениями, предположительно показанными на разрезе МОВ (см. рис. 31, *а*). Им соответствуют также резкие изменения мощности осадков и характера прослеживания отражающих границ.

Определенный интерес представляет сравнение данных МОВ с разрезом ГСЗ по ПР 1-0 (Строение земной коры..., 1964), часть которого приводится на рис. 31, *б* с преувеличением вертикального масштаба (по отношению к горизонтальному) в 5 раз. Первый и второй комплексы, выделенные по данным МОВ, на разрезе ГСЗ объединены в одну толщу со средней скоростью 2,8 км/с, третий комплекс отождествляется с погребенным выступом пород, граничная скорость в которых равна 5,0 км/с.

Профили VII и XII расположены, видимо, в пределах единой структурно-фациальной зоны Срединно-Курильского прогиба. Мощность монотонно-слоистых отложений на ПР VII достигает более 3 км (рис. 32, *а*). В средней части профиля (на траверзе залива Касатка) отмечается синклинальный прогиб, амплитуда которого по глубоким горизонтам предположительно 500 м, в верхней части разреза —100—200 м. На фоне основного пологого прогиба (протяженностью около 30 км) на 20 и 40 км профиля выделяются локальные небольшие прогибы, первый из которых выражен значительней. Углы наклона достигают 5—8° для

нижних площадок, 1—2° для верхних границ. В рельефе дна прогибы совершенно не выражены.

Разрез по ПР XII построен лишь в его средней части (рис. 32, *б*) в связи с появлением вулканогенных пород у самого берега о. Кунашир и на более протяженном участке — близ о. Итуруп. Слоистые осадки, мощность которых превышает 300—500 м (большие глубины не освещены ввиду помех — кратных отражений), образуют синклинальный прогиб более пологий, чем углубление в рельефе дна моря. Вероятно, такое соотношение рельефа дна моря и осадочных границ объясняется деятельностью интенсивных морских течений, размывающих осадки в осевой части пролива.

Разрез по ПР XVIII не построен в связи с присутствием на записи большого количества многократных отражений, очень затрудняющих выделение полезных волн. Весьма вероятным представляется существование синклинального прогиба между островами Кунашир и Шикотан, заполненного уплотненными отложениями. В верхней части склона Курило-Камчатского желоба (профиль протягивается лишь до глубины океана около 2 км) наблюдается отчетливое погружение осадочных слоев в юго-восточном направлении. Мощность последних составляет здесь около 1 км. Вероятно, структура Малой Курильской гряды, подобно хр. Витязь на ПР VIII, представляет собой антиклинальное поднятие, в осевой части которого расположены острова. В районе о. Шикотан на профиле отмечается распространение более плотных пород и наличие различно ориентированных отражающих площадок, связанных, возможно, с разрывными дислокациями.

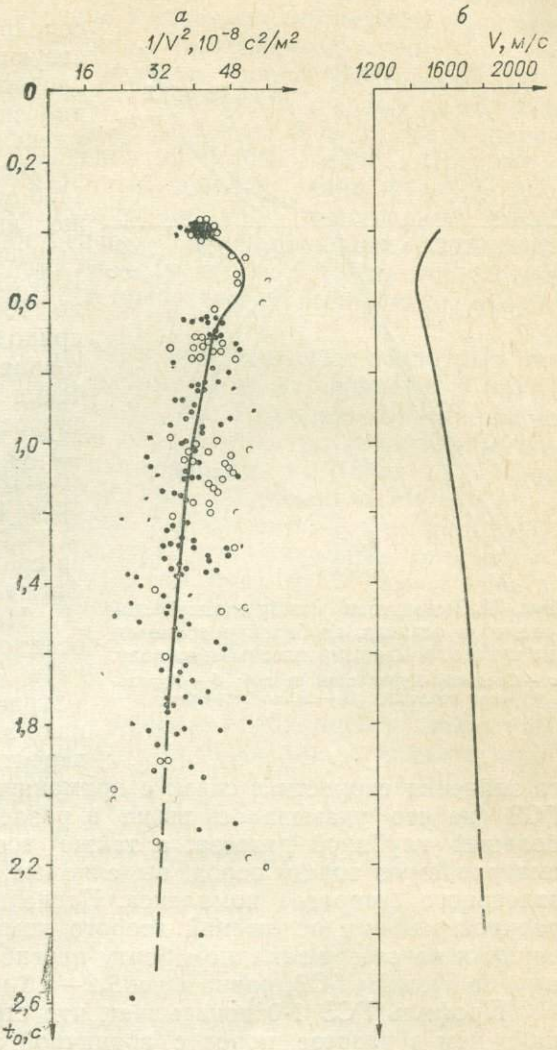


Рис. 33. Зависимость от времени: *а* — величины, обратной квадрату эффективной скорости; *б* — значения самой скорости (в Срединно-Курильском прогибе). Точками обозначены определения на ПР VII, кружочками — на ПР VIII.

Скоростная характеристика отложений. Эффективные скорости по годографам отраженных волн определены лишь в Срединно-Курильском прогибе, на траверзе средней части о. Итуруп. На других участках данные о скорости распространения упругих колебаний получены по преломленным волнам, которые были зарегистрированы при наблюдениях МОВ либо ГСЗ.

На рис. 33 представлены единичные значения вычисленных величин, обратных квадрату эффективной скорости, кривая погоризонтного

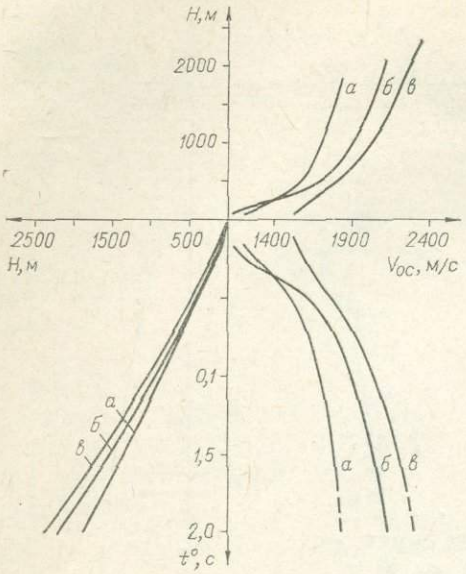


Рис. 34. Зависимость между средней скоростью в осадках, глубиной и временем на пункте взрыва исправленными за воду.
а — Срединно-Курильский прогиб; *б* — Курильская котловина; *в* — залив Терпения.

осреднения этих величин и соответствующий ей график эффективной скорости. Для района Срединно-Курильского прогиба характерно уменьшение эффективной скорости в верхней части разреза от 1540 до 1410 м/с, что отвечает наличию ниже дна моря слоя со скоростью, меньшей, чем в воде,— около 1000 м/с. Мощность этого слоя около 100 м. С увеличением времени прихода отраженных волн эффективная скорость возрастает до значения 1800 м/с. Увеличение средней скорости в интервале времени от 1,5 до 2,5 с происходит незначительно. Пластовая скорость осадочного слоя на глубинах 1,5—2 км около 2 км/с — это самая низкая величина по сравнению с другими структурно-фациальными зонами (рис. 34).

На ПР 1-0 средняя скорость осадков Срединно-Курильского прогиба определена равной 2,8 км/с (Строение земной коры..., 1964). Однако здесь необходимо иметь в виду вероятное завышение определяемого значения скорости в связи с применявшейся методикой наблюдения ГСЗ (на что указывалось выше в разделе о Курильской котловине), большей глубиной разреза, а также возможным включением в рассматриваемую толщу пород, выделяемых, по данным МОВ, в качестве отдельного (второго) комплекса. Последнее обстоятельство с учетом распространения отложений второго комплекса не должно оказывать влияния на северо-западном борту прогиба, и средняя скорость в осадках, по данным ГСЗ, равна здесь 2,2—2,6 км/с (Тулина, 1969).

Профиль ГСЗ 1-0 показывает, что структура хр. Витязь связана с наличием в разрезе пород с граничной скоростью 5,0 км/с. Профиль ГСЗ 22 в районе пересечения с ПР 1-0 и VII также обнаруживает под слоем рыхлых осадков мощностью в 1 км породы со скоростью 4,6 км/с (Тулина, 1969). На глубинах 4—7 км здесь фиксируется граница со скоростью 6,0—6,2 км/с. Породы со скоростью 5,0 км/с на ПР 1-0 подстилаются слоем с близким значением граничной скорости: 6,6 и 6,3 км/с.

Таким образом, акустический фундамент в районе хр. Витязь, по различным данным ГСЗ, представлен породами со скоростью 4,6—5,0 км/с в присводовых частях и 5,1—5,6 км/с в погруженных. Последнее обнаруживается на ПР 22 — участке, расположенном северо-восточнее. Слой со скоростью 5,1—5,6 км/с находится на глубине 2—5 км и перекрыт породами со средней скоростью 3,4—3,6 км/с. Породы со скоростью около 3,5 км/с, вероятно, представляют собой отложения второго комплекса, выделяемого на разрезе МОВ на северо-западном крыле хребта Витязь.

Большое расхождение между разрезами МОВ и ГСЗ наблюдается на северо-западном склоне Курило-Камчатского глубоководного желоба (см. рис. 31, *а*, *б*). На первом из них мощность осадков не превышает 1,5 км, на втором — достигает 7 км. Несомненно, что толща со средней скоростью 2,8 км/с (по данным ГСЗ) подразделяется на два комплекса, верхний из которых выделен на разрезе МОВ по ПР VIII. Это подразделение подтверждается характером сейсмической записи в нижней части склона, где выделяются две группы отраженных волн.

Волны второй группы с большим наклоном осей синфазности (см. рис. 18, *б*) прослеживаются неуверенно и частично могут быть отнесены к боковым волнам, частично — к границам нижнего комплекса.

Можно предполагать, что большую часть толщи со средней скоростью 2,8 км/с представляют породы, аналогичные второму комплексу внутреннего крыла хр. Витязь со скоростями около 3 км/с. Этими породами сложены и локальные возвышения на склоне желоба. Предположение о том, что скорость в указанных породах равна 4,6—5,0 км/с (Жильцов, 1970), не может быть принято потому, что, во-первых, такие скорости присущи структуре собственно хр. Витязь, хорошо выделяемой по данным ГСЗ, во-вторых, средняя скорость в общей толще мощностью 7 км в таком случае должна намного превосходить вычисленное значение 2,8 км/с.

В некоторых чертах сходная картина распределения осадочных отложений с различными скоростными параметрами наблюдается в районе, расположенном южнее. В осевых частях проливов Екатерины и Южно-Курильского немногочисленные определения по годографам отраженных волн показывают, что средняя скорость в осадках до глубин 300—400 м от дна не превышает 2 км/с. При наблюдениях МОВ в прибрежной зоне у северо-восточной части о. Кунашир зарегистрированы также преломленные волны, указывающие, что придонные отложения характеризуются скоростью 3,0—3,6 км/с (см. рис. 16). У самого берега отмечены скорости 2,6—2,8 км/с. Вблизи о. Шикотан выделяются две группы волн: в первых вступлениях — с кажущимися скоростями от 4,0 до 4,6 км/с и несколько позже (около 0,1 с) — от 5,2 до 6,0 км/с.

Восточнее о. Шикотан данные ГСЗ показывают (Алексеев и др., 1972), что граница, соответствующая волнам с кажущейся скоростью 4,2—5,3 км/с, погружается на глубину 4 км ниже дна, а средняя скорость в покрывающей толще равна 3,6 км/с. Изолиния средней скорости 3,0 км/с определена на глубинах 3—5 км от поверхности дна океана на участке ПР Т-3 протяженностью около 100 км (Суворов, Голтвяница, 1970). В целом параллельно склону желоба протягивается и изолиния 2,0 км/с с глубиной 1—2 км.

Можно отметить, что по наблюдениям МОВ и ГСЗ (ПР XVIII и Т-3) в верхней части земной коры этого района схематично выделяются также три комплекса пород, характеризующиеся скоростями около 2; 3,5 и 5 км/с. По значениям скорости и своему распространению они хорошо коррелируются с отложениями, вскрываемыми на сейсмических разрезах по ПР VIII и 1-0. Вопросы, касающиеся определения возраста и характера их формирования, нуждаются в дополнительной информации.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ ДАННЫХ

СТРАТИФИКАЦИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ ГРАНИЦ И НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Новые данные о структуре и физических свойствах осадочных отложений акваторий южной части Охотского региона, полученные в результате проведенных в 1967—1969 гг. исследований МОВ, представляют большую геологическую ценность. Тем не менее их использование при решении вопросов, связанных с историей геологического развития зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану, встречает ряд трудностей. Одна из них — отсутствие возрастных оценок различных комплексов, выделяемых на сейсмических разрезах. Признавая некоторую

гипотетичность выводов, которые могли бы быть получены на основе условной стратификации сейсмических границ, рассмотрим имеющиеся факты в свете современных геологических представлений.

Курильская котловина. В оценке возраста осадочных отложений котловины хорошо согласуются данные о характере разреза, скорости осадконакопления, структурном соотношении комплексов котловины, ее обрамлении и др. Прежде всего необходимо отметить, что скоростная характеристика осадочных отложений и субгоризонтальное залегание отражающих границ позволяют относить оба комплекса котловины к сравнительно молодым породам, не затронутым складчатостью и процессами метаморфизма.

В центральной части Курильской котловины нижний осадочный слой определяется как однородный. Вероятно, его формирование происходило в течение периода относительной тектонической стабильности региона, что имело место, несмотря на существование обширных областей суши, для всего Северо-Востока Азии в течение палеогена до олигоцена — начала миоцена (Марков и др., 1967). Небольшие изменения характера осадочного материала, поступавшего из областей сноса, фиксировались в разрезе котловины в виде отражающих границ, акустические свойства которых ослаблялись по мере удаления от источников сноса в направлении к центральной части котловины. Видимо, с удалением от источников отлагавшийся осадочный материал становился все более однородным, а отдельные прослои, которые все же появлялись,— слишком тонкими, что не позволило выделить их при данной методике исследований. Применение более высокочастотной модификации МОВ и более мощного источника сейсмических волн, возможно, обнаружило бы в акустически прозрачной толще наличие тонких прослоев либо слоев со слабыми отражающими свойствами.

По мере приближения к Курильской островной гряде и к Сахалину (на удалении от 100 до 50 км) внутри нижнего комплекса начинают появляться отражающие границы. Резкость и численность их возрастает постепенно, выделяемые слои мощностью в несколько сотен метров отличаются от тех тонкослоистых образований верхнего комплекса, разделение которых ограничивается разрешающей способностью МОВ. Отражающие границы обоих комплексов имеют субгоризонтальное залегание, и никаких признаков тектонических нарушений на этих участках не наблюдается. Это позволяет говорить об изменении свойств нижнего комплекса (однородного в центральной части котловины), но не об увеличении мощности верхней слоистой толщи, как это отмечается некоторыми авторами (Андреев и др., 1972) на сводных геолого-геофизических разрезах.

Если связывать изменение характера отражающих границ в горизонтальном направлении с расположением источника питания, игравшего главную роль в распределении осадочного материала, приходится признать существование источника сноса со стороны океана во время формирования нижнего комплекса. Наиболее древним таким источником в этом районе могла являться возникшая в верхнем мелу и в течение всего палеогена и неогена морфоструктура Малой Курильской островной гряды, возвышающаяся над уровнем моря (Худяков, 1968; и др.). Таким образом, можно предположить, что накопление нижней осадочной толщи началось на границе мела — палеогена. Это подтверждается тем обстоятельством, что нижняя толща котловины выклинивается на ПР X у подножия присахалинского склона. Известно, что в разрезе отложений Тымь-Поронайской депрессии, на продолжении которой расположен ПР X, палеогеновые породы отсутствуют (Тарасевич и др., 1964).

Существенно иными условиями осадконакопления объясняется формирование верхнего слоистого комплекса отложений Курильской котловины. Резкая послойная дифференциация осадков этого комплекса на всей площади котловины свидетельствует о приближении источников

сноса и о резких амплитудах тектонических движений отдельных участков в период накопления осадков.

Рассматривая геологическую историю развития региона, большинство исследователей обращает внимание на определенный период, для которого характерны резкие изменения режима и высокая тектоническая активность. В течение неогена выделяются три фазы складчатости, сопровождавшиеся регрессией моря, размывом более древних отложений, эффузивной и интрузивной деятельностью (Власов, 1961). К этому же периоду относится формирование в пределах южного Сахалина поверхностей выравнивания (Пущаровский, 1964). Начало новейшего тектонического этапа на Сахалине относится к позднему плиоцену — раннему плейстоцену, когда закончились проявления сахалинской фазы складчатости, сопровождавшиеся поднятием острова, о чем свидетельствует (Мельников, 1970) регрессивный характер отложений маруямской свиты (верхний миоцен — нижний плиоцен). Имеются указания на то, что Сусунайский хребет был поднят на современную высоту после отложений маруямской свиты. Именно с конца миоцена (Рудич, 1962) в Хоккайдо-Сахалинской области вполне отчетливо проявились чрезвычайно контрастные колебательные движения.

Несомненно, отмеченные выше особенности должны были найти свое отражение в характере отложений верхнего осадочного комплекса Курильской котловины, и, следовательно, накопление последних можно датировать неоген-четвертичным временем. Это предположение подкрепляется и другими доводами. Одним из них является структурная особенность разреза в прикурильской части ПР 1-М, представляющая контакт отложений верхнего слоистого комплекса Курильской котловины с породами, слагающими подводный склон о. Итуруп. Характер примыкания указывает на сравнительную молодость слоистых осадков котловины (Снеговской, 1971). Возраст отложений, развитых на о. Итуруп, как известно, не превышает конца олигоцена (?) — начала миоцена.

Относительно слоистых осадков верхней части разреза Алеутской котловины, сходных с отложениями верхней толщи Южно-Охотской впадины, имеются предположения (Ewing e a., 1965), что они представляют собой переслаивание турбидитов с пелагическими образованиями и связаны с резким изменением тектонической обстановки в начале плейстоцена.

В истории формирования островной суши Большой Курильской гряды намечаются два этапа (Худяков, 1968): олигоцен (?) — нижнемиоценовый и плиоцен — четвертичный. С конца среднего миоцена до верхнего миоцена включительно в южной части гряды преобладали морские условия, островная суша в современном виде сформировалась в плиоцене. В начале плиоцена появляются источники сноса обломочных пород, формируются крутые берега со стороны Охотского моря (Петрушевский, 1964), с конца плиоцена интенсивные воздымания характерны для флангов дуги (Пискунов, Сергеев, 1970). Вероятно, что именно с плиоцен-четвертичным отрезком времени связано формирование слоистого комплекса осадков Курильской котловины.

Оценка времени формирования верхнего комплекса котловины может быть также сделана на основании сопоставления мощности осадков со скоростью осадконакопления. Как уже указывалось, скорости голоценового осадконакопления для районов, подобных Курильской котловине, оцениваются равными в среднем 10—20 см/1000 лет. Прежде чем рассчитывать длительность накопления 800-метровой толщи, рассмотрим поправки, которые необходимо ввести для учета уплотнения осадков и возможного изменения скорости осадконакопления на разных этапах этого периода.

Для определения мощности рыхлых осадков до их уплотнения пользуются зависимостью, рассмотренной Э. Л. Гамильтоном (Hamil-

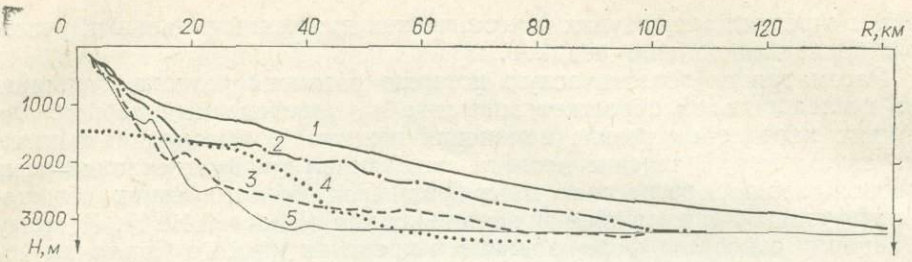


Рис. 35. Схема сопоставления рельефа дна на склонах Южно-Охотской глубоководной впадины.

1 — северо-западная часть ПР 1-М; *2* — ПР X; *3* — ПР IX; *4* — ПР XVI; *5* — юго-восточная часть ПР 1-М.

ton, 1959), которая исходит из мощности современных отложений и не учитывает их возраста. Для котловины, где скорость осадконакопления значительно выше, чем в океане, это должно привести к завышению искомой величины, поскольку из двух слоев одинаковой мощности более древний окажется сильнее уплотненным при прочих равных условиях. В более поздней работе Э. Л. Гамильтона было показано (Hamilton, 1964), что осадочные отложения мало восприимчивы к давлению — на глубине 168 м пористость уменьшается лишь на 5%. Последнее свидетельствует о крепких связях между частицами. Учитывая эти замечания, можно считать, что определяемое по таблицам Гамильтона для нашего случая значение коэффициента уплотнения, равное 2, несколько завышено.

Что касается изменения скорости осадконакопления, то предположение Ф. П. Шепарда (1969) о ее возрастании в голоцене в 3 раза по сравнению с доплейстоценовой оказывается, по-видимому, неправомочным по отношению к району Курильской котловины. Как отмечает И. П. Карташов, средняя скорость осадконакопления здесь была ранее значительно больше, чем за последние 70 тыс. лет (Марков и др., 1967). Подтверждением тому могут служить данные, полученные при глубоководном бурении близ о. Кадьяк (Von Huene e. a., 1971), где скорость отложения турбидитов с середины плиоцена до голоцена определена равной 20 см/1000 лет. Таким образом, даже допуская, что скорость осадконакопления 800-метровой толщи существенно не менялась во времени и коэффициент уплотнения равен 2, вычисляемое значение длительности периода накопления осадков (8—16 млн. лет) позволяет считать верхнюю слоистую толщу Курильской котловины не древнее раннего плиоцена — позднего миоцена.

В приведенном выше анализе формирования осадочных комплексов котловины имеются моменты, требующие некоторого пояснения. Связь ослабления отражающих свойств границ в осадках с удаленностью от областей, поставляющих осадочный материал, не является доказанным фактом. Однако при рассмотрении скоростных параметров осадочных отложений в заливах Сахалина устанавливается (см. рис. 30, *б*, *в*) зависимость физических свойств пород от удаленности главных источников сноса. Эта зависимость дает основание считать, что скоростная дифференциация осадков нижнего комплекса котловины ослабляется в направлении к ее средней части.

Мы не имеем возможности проверить данное положение непосредственными измерениями, так как скоростная характеристика нижнего комплекса котловины не изучалась в ее центральной части. Что касается верхнего комплекса, то для него указанная зависимость не существует, поскольку процесс отложения осадков здесь связан в той или иной мере с механизмом мутьевых потоков, растекавшихся время от времени

в различных направлениях в пределах всей площади глубоководной впадины, от одного до другого борта.

Конечно, мощность и частота мутьевых потоков, приуроченных к одному направлению, а также отложение пелагических осадков, на фоне которого происходят кратковременные появления турбидитов и обычных оползней,— все это связано с интенсивностью и распределением источников сноса, однако эта зависимость более сложная, нежели при формировании толщ терригенного материала.

Интересно проследить связь между различиями в интенсивности источников сноса, расположенных за пределами современной структуры Курильской котловины, и рельефом ее склонов. На рис. 35 изображены линии, обозначающие поверхность дна моря по профилям МОВ, расположенным для удобства сравнения таким образом, чтобы пункты с глубиной моря 200 м совмещались в одной точке, а склоны были направлены в одну сторону. Видно, что склон на присахалинской части ПР 1-М оказывается наиболее пологим по сравнению с другими профилями. Эта часть профиля находится на продолжении осевой линии Тымь-Поронайской депрессии, где вынос терригенного осадочного материала больший, чем в других районах, окружающих котловину.

Гипсометрически ниже расположен склон на ПР X, который несколько смещен в сторону от центральной части залива Терпения, и тем более на ПР IX близ Тонино-Анивского полуострова, сложенного дислоцированными породами мезозойского возраста. Плохо подвержены процессам эрозии вулканогенно-эффузивные породы о. Итуруп. На расстоянии около 40 км от острова глубина дна моря в юго-восточной части ПР 1-М достигает 3 км и далее увеличивается очень медленно. Крутые склоны отмечаются на подводной возвышенности Академии наук, которая, очевидно, является областью ничтожно малого сноса. У самого подножия склона здесь, в котловине, по данным МОВ, обнаруживается наибольшая глубина дна (3370 м) по сравнению с другими профилями. Это свидетельствует о сильной зависимости рельефа дна от характера источников сноса, играющих преобладающую роль для данного участка и, вероятно, о тектонической пассивности глубоководной части котловины в кайнозойский период. Если причину этого явления связывать с тектоническими движениями, противоречивыми и сомнительными кажутся данные о различно направленных изменениях глубины моря Южно-Охотской впадины в четвертичном периоде амплитудой до 1,5 км (Саидова, 1960). Трудно согласиться с отсутствием деформаций дна огромной по размерам котловины при таких разнородных движениях. В то же время исследованиями МОВ отчетливо выявляются деформации поверхности фундамента осадочных отложений и предположительно устанавливаются погружения, охватывающие, вероятно, всю котловину под действием изостатических сил.

Большое значение для изучения геологического развития региона имеет вопрос о природе акустического фундамента, подстилающего отложения нижней толщи котловины. К сожалению, метод отраженных волн дает слишком мало для определенных решений по этому вопросу. Сопоставление с данными ГСЗ показывает, что акустический фундамент в центральной части котловины либо является базальтовым слоем, либо различие в глубине залегания для этих поверхностей составляет всего несколько сотен метров. Существование тонкого промежуточного слоя при большой глубине его залегания и малой скорости распространения сейсмических волн по сравнению с базальтовым слоем не может быть установлено исследованиями ГСЗ. Таким образом, разрез земной коры центральной части Курильской котловины в главных чертах сходен с разрезом в Тихом океане, обладающим «конденсированным», относительно тонким слоем литифицированных древних осадков, или «вторым слоем» океанической коры (Михно, 1964; Зверев; 1970; и др.).

Предположим, что акустический фундамент сложен древними литифицированными осадками. Тогда становится неясно, почему его залегание отличается от горизонтального и почему его поверхность имеет более сложный рельеф, чем вышележащие осадочные границы? Если исходить из взаимосвязи процессов геосинклинального развития и формирования гранитного слоя (Васильковский, 1968; Сычев, 1966; Гнибиденко, 1970) в результате дифференциации вещества мантии и внедрения его легких компонентов в земную кору (Виноградов, 1962), то возможно следующее объяснение. Во-первых, при возникновении структур Сахалина и Курильской дуги часть глубинного вещества наряду с образованием их жесткого основания проникала в прилегающие области, в частности в периферические участки Курильской котловины. Наличие здесь гранитного слоя, особенно мощного в присахалинской части, устанавливается исходя из соотношений рельефа поверхностей акустического фундамента и базальтового слоя. Во-вторых, продолжающиеся процессы геосинклинального развития и интенсивная складчатость в конце мезозоя могли вызвать поднятия акустического фундамента на периферии котловины и деформацию ранее горизонтальной поверхности древних осадков в ее центральной части. Как отмечает Г. С. Гнибиденко (1972), современный геосинклинальный процесс интенсивно протекает не только в пределах островных дуг и некоторых подводных хребтов, но и на прилегающих участках глубоководных желобов и впадин.

Выклинивание осадочных слоев присахалинского шельфа и подводного поднятия Академии наук в области склона котловины, а также подводные оползни свидетельствуют об интенсивных процессах подводной «эрозии», вызванных поздними тектоническими движениями. Эти процессы продолжаются в настоящее время, поскольку склоном обнажается и самая верхняя часть разреза (Снеговской, Александров, 1971). Несомненно, ими уничтожены первоначальные формы контакта отложений рельефа и глубоководной впадины.

Крупные подводные оползни, обусловленные крутосклонной формой троговых прогибов Южного Сахалина, отмечаются по геологическим данным и для миоценового времени (Мельников, 1970), а наложенность материкового склона котловины подтверждается на примере Берингова моря гравиметрическими данными, где изоаномалы пересекают контуры котловины (Гайнанов и др., 1968). Для шельфа многих районов земного шара отмечаются нисходящие движения земной коры (Котенев, Петров, 1967; Krause e. a., 1966; Sheridan, 1969).

В свете приведенных выше данных, образование Курильской котловины представляется (Snegovskoy, 1971; Снеговской, 1972б) связанным с заложением морфоструктуры Курильской островной гряды на океанической коре, интенсивными процессами накопления осадков в замкнутой системе котловина — барьер начиная с конца мела — начала палеогена и усилением этих процессов благодаря крупным воздыманиям суши в неогене и оседанию земной коры котловины под тяжестью мощных осадочных отложений. Предлагаемая схема (рис. 36) отражает необратимость тех изменений океанической коры, которые возникают в процессе геосинклинального развития и приводят к перестройке внутренней структуры и ее постепенному превращению в кору континентального типа. Всякая другая точка зрения не связывается с характером структуры и физическими свойствами осадочных отложений Курильской котловины.

Разрезы осадочных отложений Курильской котловины имеют, на наш взгляд, принципиальное отличие от некоторых районов ее тектонического обрамления. В котловине верхняя слоистая толща имеет постоянную мощность и подстилается акустически прозрачным слоем довольно однородных отложений, обладающих в высшей степени благо-

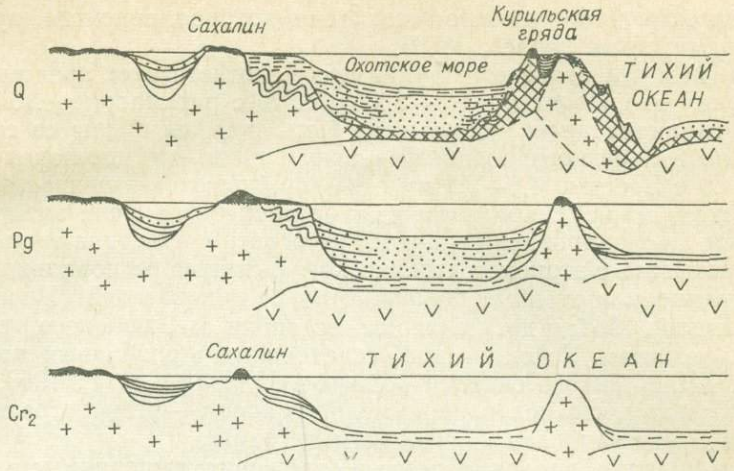


Рис. 36. Схема, поясняющая представления о геологическом развитии южной части Охотского региона.

принятыми свойствами для прохождения сейсмических волн. Глубина исследования МОВ достигает здесь 4 км, не считая мощной толщи морской воды. В прилегающих к котловине районах акустически прозрачного слоя нет, интенсивно слоистые осадки присутствуют не повсеместно, ниже выделяются в той или иной степени дислоцированные отложения, границы раздела в которых удается проследить лишь в самой верхней части. Глубина исследований МОВ, по существу, зависит от мощности верхних слоистых осадков. Там, где их нет, она составляет первые сотни метров.

На шельфе залива Терпения интенсивно слоистые осадки залегают на различных образованиях. На ПР 1-М фундамент более плотный и интенсивно дислоцированный, на внешней окраине шельфа (ПР X) в основании разреза МОВ выделяются сравнительно слабо дислоцированные породы. По характеру прослеживания отражающих границ их можно сопоставить с отложениями, слагающими подводные склоны котловины на участках близ Тонино-Анивского полуострова (Сахалин) и со стороны о. Итуруп. По сравнению с более плотными породами акустического фундамента эти отложения выделены на сейсмических разрезах под названием промежуточного слоя (см. рис. 22—27).

Геологическое строение Тымь-Поронайской низменности Сахалина (Тарасевич и др., 1964), структурным продолжением которой является залив Терпения, дает основание предполагать неоген-четвертичный возраст слоистых осадков шельфа и мезопалеозойский возраст их фундамента (Лившиц и др., 1972). Фундамент осадочных отложений присахалинского шельфа весьма гетерогенен. В пределах Тымь-Поронайской депрессии возраст пород, представляющих фундамент, колеблется от палеозоя до позднего мела. Сопоставление данных МОВ и ГСЗ о скоростях сейсмических волн и глубинах границ, полученных на акваториях, и сейсморазведочных работ и лабораторных измерений — на суше (эти данные приведены в обзоре результатов геофизических исследований) позволяет прийти к аналогичной возрастной оценке выделяемых комплексов.

Что касается нижней толщи, выявленной на окраине шельфа (ПР X), то она отождествлялась ранее (Снеговской, Александров, 1971) с верхнемеловыми породами. Возможен другой вариант интерпретации, при котором верхняя толща на этом участке относится к верхнемиоцен-плиоценовым отложениям, а нижняя — среднемиоценовым. Между указанными стратиграфическими подразделениями в Тымь-Поронайской

депрессии отмечается угловое несогласие, которое, вероятно, проявляется на сейсмическом разрезе МОВ.

Если мезопалеозойскому фундаменту соответствует преломляющая граница со скоростью 4,8—5,2 км/с, то с рассматриваемой толщей слабо дислоцированных пород могут быть связаны волны со скоростью 2,6—3,4 км/с, зарегистрированные в этом районе при наблюдениях ГСЗ. Породы со скоростью 4,8—5,2 км/с обнаруживаются в центральной части Охотского моря. Такое повсеместное распространение за пределами котловины дислоцированных пород, несогласно подстилающих осадки, можно связывать с этапом тектонического развития регионального плана, каким являлось, по мнению большинства исследователей (Власов, 1961; Петрушевский, 1964; и др.), завершение эпохи мезозойского геосинклинального развития. Сейсмические исследования в различных частях Атлантического и Тихого океанов показывают (Ewing e. a., 1969; Ludwig e. a.. 1968, и др.), что поверхность меловых пород — резко отражающая и зачастую самая глубокая из выделяемых границ.

Таким образом, дислоцированные отложения, выделяемые в северной части ПР XVI, можно предположительно отнести к верхнемеловым. Очень малая мощность покрывающих осадков в этом районе позволяет уверенно предполагать, что большая часть кайнозойских отложений выпала из реального разреза. Это обстоятельство согласуется с представлениями о существовании в центральной части современного Охотского моря горной страны, возникшей в области позднемеловой — палеогеновой складчатости (Журавлев и др., 1968).

Краткий обзор типов осадочного разреза показал, что каждый из них отличается своими особенностями. Наиболее полный осадочный разрез Курильской котловины соответствует непрерывному осадконакоплению, устанавливаемому, по крайней мере, с начала кайнозойского периода. Структуры, окаймляющие котловину, характеризуются сокращенным (в той или иной части) осадочным разрезом и проявляют определенное сходство с прилегающими районами суши.

По меньшей мере странными представляются попытки использования данных МОВ для доказательства деградации материковой коры. Отмечая двухэтажную структуру осадочного слоя котловины, исследователь пишет: «*Важно подчеркнуть, что такая структура осадочного слоя непрерывно прослежена сюда из центральной части Охотского моря и залива Терпения о. Сахалина. Это позволяет предполагать, что район современной глубоководной впадины в свое время представлял собой в тектоническом отношении единое целое с центральной и северной частями моря и заливом Терпения, и, по-видимому, начал обособляться от них, в связи с погружением, в средне- или верхнекайнозойское время...*» (*Туезов*, 1972, с. 30). У нас нет данных о характере сочленения Восточного Хоккайдо с Курильской котловиной, где предполагается погружение кайнозойских отложений мощностью около 5 км в пределы последней (Беляевский, Родников, 1971), однако все имеющиеся материалы МОВ находятся в противоречии с приведенным выше высказыванием. Северо-западный и восточный склоны котловины являются поверхностями, примыкая к которым выклиниваются комплексы осадков, распространенных за пределами котловины и внутри ее. Различие этих комплексов, условий и времени их формирования, как и гетерогенность фундамента, уже были показаны. Таким образом, структура Курильской котловины обособлена давно и возможные погружения коры, происходившие позже, не вызывали принципиального изменения характера ее развития.

Курильская островная дуга. Для акваторий Курильской дуги характерно сложное распределение комплексов различных пород. Гранитно-метаморфический (или магматическо-метаморфический) комплекс, присутствие которого устанавливается по различным данным (Строение земной коры..., 1964; Ващилов, Гайнанов, 1970), значительно сокращает

здесь возможности применения МОВ для изучения структуры верхней части земной коры. Некоторые из выделяемых на сейсмических разрезах МОВ комплексов очень слабо охарактеризованы по своим физическим свойствам. Предположительная оценка их возраста может быть дана лишь по структурному соотношению в разрезе и по сопоставлению с данными ГСЗ.

Как уже было показано при описании разрезов и скоростей, в распределении осадочных отложений Курильской дуги наблюдается определенная зональность, связанная с антиклинальным характером структуры Малой гряды и ее продолжения — подводного хр. Витязь. В сводовой, эродированной, части структуры развиты верхнемеловые породы, встречающиеся на островах и характеризующиеся скоростью распространения сейсмических волн в диапазоне от 4,6 до 5,7 км/с. Такие вариации скоростей вызваны сочетанием вулканогенно-осадочных и изверженных пород, среди которых имеются и базальты.

Второй комплекс, выделяемый по данным МОВ, коррелируется по значениям скорости (3,0—3,6 км/с) с верхнемиоцен-плиоценовыми вулканогенными отложениями, вскрытыми скважинами в северо-восточной части о. Кунашир. Вероятно, эти породы распространены в прибрежной части шельфа о. Кунашир и восточнее о. Шикотан. Они протягиваются вдоль северо-западного крыла хр. Витязь. Присутствие их на внешнем океаническом крыле твердо не установлено. На ПР VIII в этом районе отмечено развитие уплотненных пород (судя по формированию многократных волн,) однако южнее, на ПР Т-3, в этой зоне выделены осадки со скоростью менее 2 км/с.

Со стороны Итурупа отложения второго комплекса перекрываются относительно рыхлыми осадками Срединно-Курильского прогиба. Эти осадки характеризуются наименьшими значениями скоростей по сравнению с Курильской котловиной, шельфом в районе залива Терпения и другими присахалинскими акваториями. Данное обстоятельство с учетом структурного положения позволяет оценивать возраст осадков Срединно-Курильского прогиба как довольно молодой, вероятно не древнее плиоценового. Если принять во внимание вывод (Давыдов и др., 1968) о непрерывности осадконакопления в пределах южной группы Больших Курильских островов для средне-верхнемиоценовых пород, которые рассматриваются как нормально-осадочные, и о больших мощностях этих отложений, то можно допустить возможность синхронного накопления этих осадков и в Срединно-Курильском прогибе (Снеговской, Неверов, 1970). Однако первая оценка кажется более правильной. Учитывая угол наклона границ на борту прогиба и расстояние между берегом и ПР VIII, можно отметить корреляцию разреза на острове и шельфе. В цоколе террасы близ пос. Касатка обнажаются слабо сцементированные песчаники и гравелиты морского происхождения, возможно нижнечетвертичного возраста. Гипсометрически ниже, у оз. Благодатного, верхнеплиоценовые глинистые диатомиты и вышележащие песчаники и гравелиты имеют пологое падение на восток, в сторону океана (Желубовский, Прялухина, 1964).

Некоторые варианты возрастных оценок имеются и для других комплексов. Однако представляется неправильным, например, связывать волны с кажущейся скоростью 3,6 км/с с границей верхнемеловых образований матакотанской и малокурильской свит, несмотря на присутствие в разрезе более глубокой границы, для которой $V_г$=5,2 км/с (Алексеев и др., 1972). Подобные скорости характерны для верхнемиоцен-плиоценовых отложений южной части Курильской гряды (Скорикова, Дуничев, 1969). По существу, необоснованной является попытка отыскать среди выделенных комплексов палеогеновые породы (Снеговской, 1970), хотя в свете высказанных выше соображений о формировании нижнего слоя однородных осадков Курильской котловины при-

сутствие палеогеновых пород в разрезе Большой Курильской гряды несомненно.

Конседиментационный характер залегания отложений Срединного прогиба указывает на унаследованное развитие структуры в период накопления осадков. Полная компенсация прогиба осадками вряд ли может быть связана с увеличением темпов осадконакопления в последнее время хотя бы потому, что по мере заполнения прогиба осадками все большее количество осадочного материала не отлагается в нем, а выносится в открытый океан. Если это положение верно, то оно может служить указанием на возросшую степень консолидации основания Большой и Малой Курильских гряд (Снеговской, 1970). Прогиб, выраженный в рельефе отражающих горизонтов на ПР VII, ориентированном по простиранию островной дуги, предполагает неравномерность погружения различных участков Срединно-Курильского геосинклинального прогиба и его возможное замыкание севернее и южнее траверза о. Итуруп. Действительно, на ПР ГСЗ 6-0 мощность осадков в прогибе уменьшается по сравнению с ПР 1-0 (Строение земной коры..., 1964), а в проливах Екатерины и Южно-Курильском их распространение ограничено, вероятно, вулканогенно-осадочными отложениями миоцен-плиоценового возраста, которые вскрыты скважинами на Горячем пляже и широко распространены на о. Кунашир.

Отсутствие признаков тектонических разрывных нарушений в Срединно-Курильском прогибе не подтверждает предположения о ведущей *роли разрывных дислокаций в развитии структуры островной дуги* (Горячев, 1962; и др.). Они приурочены лишь к определенным зонам. Так, в осевой части и на восточном крыле хр. Витязь наблюдается много признаков дизъюнктивных нарушений. Они фиксируются в виде четкой ступени дна (вблизи 60 км профиля), участков крутого склона (90—100 км и др.), резкого сокращения мощности осадочных отложений (около 40 км).

Сбросы и погружение осадочных слоев отмечаются и для океанического крыла Курило-Камчатского желоба (Зверев, Мерклин, 1966), причем погруженной является его осевая часть. Ступень в рельефе дна на ПР VIII также указывает на относительное погружение участка, прилегающего к глубоководному желобу. Срезание осадочных слоев крутым склоном глубоководного желоба, отчетливо наблюдаемое на разрезе МОВ, является указанием на сравнительную молодость тектонических движений в области желоба. Нисходящие тектонические движения характерны для многих глубоководных желобов земного шара—Пуэрто-Рико, Перу — Чили и др., возраст которых оценивается (Mongoe, 1968; Scholl e. a., 1968) миоцен-плиоценовым. Для Японского глубоководного желоба предполагаются позднеплиоцен-раннеплейстоценовые опускания, причем погружение желоба происходит вместе со структурой островной гряды в результате дополнительной нагрузки последней на земную кору (Ludwig e. a., 1966).

Данные МОВ в южной части Курило-Камчатского желоба свидетельствуют о его погружении относительно структуры островной гряды и, следовательно, об ином (по сравнению с указанным выше) механизме движений. Не предлагая конкретной модели, все же отметим, что дислоцированность отложений на склоне желоба и многочисленные разломы, предположительно устанавливаемые по различным данным, не противоречат представлениям о поддвиге океанических слоев земной коры под континент в районе глубоководного желоба (Заварицкий, 1946, Dietz, 1961; и др.).

Для Курило-Камчатской геосинклинальной системы тектоническая активность весьма велика и в настоящее время: ступень в рельефе дна на ПР VIII совершенно не снивелирована осадками; о сравнительно недавних погружениях свидетельствует и выровненная процессами денуда-

ции поверхность антиклинальной структуры хр. Витязь, которая в настоящее время находится на глубине, превышающей предел действия волновой эрозии.

Тектоническая деятельность в пределах Южно-Охотского региона — определяющий фактор в распределении и переотложении здесь осадочного материала. Возвышенности в рельефе дна, сложенные уплотненными породами (предположительно неогенового возраста), соответствуют продолжению определенных структурных зон Сахалина, Хоккайдо и островов Курильской дуги (Снеговской, 1972в). Как отмечает Г. Б. Удинцев (1960), западная часть Тихого океана уже потеряла стабильность и первичную однородность. По направлению к периферическим котловинам идет усложнение рельефа, отражая направленность самого процесса. Повышенный тепловой поток в пределах островной дуги и в Курильской котловине (Vasui e. a., 1967; и др.) позволяет предполагать, что эта область является, или должна стать, местом ускоренной дифференциации и выделения мощной земной коры континентального типа (Магницкий, 1961).

Отдельные участки этой области находятся в настоящее время в тектонически спокойном состоянии, что подтверждается приуроченностью распространения в их пределах низкоскоростного придонного слоя осадков (Снеговской, Старшинова, 1972), обнаруживаемого также в океанических котловинах (Fry, 1962; и др.). Продолжение корреляции с океаническими осадками по более глубоким горизонтам, в частности сильным отражающим границам А и В (Houtz e. a., 1968; и др.), к сожалению, представляется пока необоснованным из-за недостатка имеющихся данных.

К ВОПРОСУ О ПЕРСПЕКТИВАХ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ РЕГИОНА

Район наших исследований является частью Тихоокеанского тектонического кольца, в пределах которого выделяется целый ряд нефтегазоносных провинций, приуроченных к его периферическим зонам (Пущаровский, 1965). Несомненно, выполненные исследования МОВ позволяют дополнить представления о перспективах нефтегазоносности исследуемых акваторий. Более половины прогнозных запасов нефти и газа Сахалина приходится на его шельфовую зону. Наиболее перспективными акваториями Южного Сахалина принято считать прибрежную часть Татарского пролива (Табояков, Сирык, 1965; Волков и др., 1970). В последней работе к районам, заслуживающим внимания, относятся также западные крылья Тымь-Поронайской и Сусунайской депрессий и, в частности, прилегающая к ним часть залива Терпения. Данные МОВ подтверждают эту точку зрения.

Мощные толщи нормально-осадочных отложений предположительно неогенового возраста, несомненно, следует рассматривать как наиболее перспективные в нефтегазоносном отношении. С учетом подъема отражающих границ в этих толщах в направлении к Сахалину, акватория шельфа залива Терпения делится нами на две части — прибрежная часть, безусловно, должна рассматриваться более перспективной.

Вероятно, к малоперспективным районам следует отнести шельф у Тонино-Анивского полуострова Сахалина и подводную возвышенность Академии наук. Первый сложен породами, в которых прослеживаются лишь отдельные и разрозненные площадки, что может быть связано с метаморфизмом и складчатостью этих отложений. Во втором районе нормально-осадочные отложения имеют слишком малую мощность, а подстилаются интенсивно дислоцированными породами.

Склоны Курильской котловины, как показывают исследования МОВ, носят отчетливые следы подводной эрозии, которая должна была разрушить залежи в том случае, если они существовали здесь ранее. Иная картина у подножия склонов котловины. Здесь наблюдаются благоприятные условия для накопления залежей: наличие антиклинальных и оползневых структур, выклинивание мощных осадочных толщ котловины, более высокий гипсометрический уровень по сравнению с ее центральной частью. П. Л. Безруков (1971) отмечает, что мощные кайнозойские толщи терригенных обломочно-глинистых отложений в абиссальных аккумулятивных равнинах и вблизи континентальных подножий могут являться перспективными на нефть и газ. Прослои турбидитов обладают коллекторскими свойствами.

Таким образом, периферические участки глубоководной Южно-Охотской впадины заслуживают высокой оценки в связи с перспективностью на нефть и газ, что отмечалось и ранее (Алексейчик, 1969). Учитывая также наличие нефти в палеогеновых отложениях о. Хоккайдо, можно предполагать возможность нефтегазообразования в мощных осадочных отложениях нижнего комплекса котловины, немотря на различие в условиях их формирования.

Ярким примером высокой перспективности подобных районов является Мексиканский залив: в его прибрежной части обнаружено более 200 месторождений нефти и газа, получена нефть из скважины, пробуренной на участке с глубиной дна 3400 м. В результате глубоководного бурения нефть обнаружена на глубине 3658 м под водой, что принимается некоторыми учеными как довод для опровержения старых теорий образования нефти.

К перспективным в нефтегазоносном отношении следует относить также шельфы Курильской островной дуги. По оценке Ю. С. Желубовского и А. Ф. Прялухиной (1964, с. 553), «нефтяные и газовые месторождения могут быть обнаружены в неогеновых туфогенных толщах, например в среднемиоценовых» породах островов Большой гряды. В связи с этим более молодой возраст осадков Срединно-Курильского прогиба (как показано выше) снижает оценку их перспективности. Более пристального внимания заслуживают, возможно, породы северо-западного крыла структуры хр. Витязь, возраст которых предположительно палеоген(?)-неогеновый. Скоростная характеристика этих пород совпадает (хотя и по данным разных методов) с таковой вулканогенно-осадочных образований, развитых на шельфе северо-восточной части о. Кунашир, однако известно, что пласты эффузивных и туфогенных пород, нередко пересекаемых дайками интрузивов, как правило, содержатся в нефтегазосодержащих толщах Тихоокеанского кольца (Калинко, 1969).

Конседиментационный характер Срединно-Курильского прогиба — фактор, благоприятный для оценки его перспектив. Для Северо-Восточного Сахалина установлена связь скоплений нефти и газа со структурными ловушками, развивавшимися конседиментационно. Вероятно, это характерно и для других районов, поскольку структуры, существовавшие длительное время, получают большую возможность для скопления залежей (Ковальчук, 1963). Возможные накопления нефти и газа в Срединно-Курильском прогибе следует связывать с зоной выклинивания осадков на его бортах, хотя характер контакта этих осадков с отложениями, развитыми на островах, остается не совсем ясным.

Крупные перспективные районы, расположенные ниже материкового шельфа, известны в настоящее время и в открытом океане. Один из таких районов размещен в Атлантическом океане вдоль оси подводного хребта между крупными желобами (Эмери, 1969). Склоны Курило-Камчатского желоба, возможно, также представляют серьезный объект для дальнейшего исследования. Нельзя исключать из рассмотрения и обнаруживаемые на разрезах МОВ положительные структуры акустического

фундамента, который, вероятно, представлен породами мелового возраста, высоко оцениваемыми в смысле перспективности на нефть и газ на Юго-Западном Сахалине.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Региональные сейсмические исследования МОВ, обсуждаемые в настоящей работе, выполнены в одном из наиболее интересных в геологическом отношении районов переходной зоны от Азиатского континента к Тихому океану. Тектоника материковой окраины, глубоководной котловины Охотского моря и акваторий островной дуги и глубоководного желоба получила дополнительное освещение благодаря новым сейсмическим данным. Сделаем выводы.

1. Методика проведенных исследований обеспечивала возможность непрерывного прослеживания отраженных границ и в целом отличалась более высокой точностью по сравнению с предшествующими исследованиями в этом регионе.

При обработке полученной сейсмической информации было выявлено и учтено в первом приближении влияние наклонного положения регистрирующей пьезоустановки на корреляцию волн. Получено уравнение годографа для данного случая, рассмотрен в общем виде характер невязок взаимных времен, показана необходимость учета этого влияния при интерпретации с целью устранения ошибок в определении углов наклона отраженных границ.

Сопоставление значений эффективной скорости до дна моря и скорости, определенной по гидрологическим данным, устанавливает наличие расхождения, которое, видимо, связано с систематической погрешностью определения скоростей по годографам отраженнных волн для каждого конкретного района работ. Следует рекомендовать проводить указанное сопоставление при региональных и поисковых сейсмических исследованиях.

Анализ волнового поля обнаруживает многообразие типов волн и сложное распределение различных картин по площади. Характерные особенности волнового поля являются дополнительными критериями при корреляции волн и характеристике осадочных отложений. Выявлены волны, связанные со структурой водной толщи. На отдельных участках при интерпретации использовались кратные отраженные волны и волны в первых вступлениях.

2. В строении осадочного чехла Курильской котловины принимают участие две толщи: верхняя — тонкослоистая, нижняя — сейсмически однородная в центральной части и слабослоистая в ее окраинных частях. Характер залегания границ и скоростная характеристика позволяют рассматривать их как нормально-осадочные отложения. Возраст отложений верхней толщи оценивается как неоген (или поздненеоген)-четвертичный на основании структурного соотношения толщи с подводным склоном о. Итуруп, сопоставления мощности с величиной скорости осадконакопления и характера слоистости с историей геологического развития прилегающих участков суши. Сравнительно однородный состав нижней толщи котловины, указание на существование Малой Курильской гряды в период накопления осадков и небольшие скорости распространения сейсмических волн позволяют предполагать палеогеновый возраст нижней толщи.

Общая мощность осадков в котловине по данным МОВ достигает 4 км, по данным ГСЗ — 5—6 км. В основном это расхождение вызвано завышением расчетной скорости в методе ГСЗ. Можно предполагать, что между подошвой осадочных отложений и базальтовым слоем залегают

плотные породы (судя по резкой акустической границе) мощностью менее 1 км. Строение земной коры котловины в таком случае указывает, что она является остаточным бассейном океана, заполненным мощной толщей кайнозойских отложений.

3. Геологическое строение областей шельфа на отдельных участках весьма различно. Внешняя окраина залива Терпения сложена рыхлыми слоистыми отложениями, предположительно неоген-четвертичного возраста, мощностью около 2 км, верхняя часть которых срезается крутым склоном Курильской котловины. Процессы подводной эрозии склонов, вероятно, вызваны относительным погружением котловины и ее бортов и связаны с тектоническими движениями конца плиоцена — четвертичного времени.

Узкие шельфы Тонино-Анивского полуострова и охотского побережья Курильской гряды сложены уплотненными образованиями, исследования структуры которых с помощью МОВ затруднены. Подводная возвышенность Академии наук покрыта тонким слоем (100—200 м) осадков, собранных в слабые складки. Они залегают на мощной толще дислоцированных пород.

4. На акваториях Курильской островной дуги посредством МОВ обнаруживается широкое развитие вулканогенных и, возможно, метаморфических образований. Исключение составляет Срединно-Курильский прогиб, выполненный терригенными отложениями мощностью до 3,0—3,5 км, средняя скорость в которых менее 2 км/с. Рельеф отражающих границ прогиба указывает на унаследованный характер развития структуры и затухание этого процесса в настоящее время.

Структура подводного хр. Витязь представлена антиклиналью, верхняя часть которой эродирована. На траверзе залива Касатка хребет совершенно не выражен в рельефе дна. С океанической стороны отчетливая ступень и сложный рельеф склона глубоководного желоба, а также срезание его поверхностью полого залегающих осадочных слоев свидетельствуют о процессах современной тектонической активности (погружение желоба и его склона относительно структуры островной гряды).

5. Новые данные о тектонике осадочных отложений, полученные в результате проведенных исследований МОВ, позволяют дополнить существующие представления о перспективах нефтегазоносности акваторий региона. К перспективным на нефть и газ зонам могут быть отнесены периферические участки глубоководной Южно-Охотской впадины, крылья Срединно-Курильского прогиба и отдельные выступы акустического фундамента.

Оценивая с положительной стороны результаты выполненных региональных исследований МОВ и применения методики сейсморазведочных морских работ, отметим, что изучение строения верхней части земной коры в столь сложном в тектоническом отношении регионе требует дальнейших методических разработок. Необходимо обеспечить высокую точность определения скоростных параметров разреза при работах МОВ на глубоком море, а для уверенного сопоставления данных МОВ и других геофизических исследований увеличить надежность определения координат пунктов наблюдений. Целесообразно изучить возможность и проводить попутно с сейсмическими магнитометрические и другие работы. На отдельных участках профилей МОВ желательно проводить наблюдения корреляционным методом преломленных волн (КМПВ). В Курильской котловине и на других глубоководных участках для изучения структуры фундамента крайне необходимо применение донных сейсмических станций. Рекомендуется продолжить исследования МОВ на акваториях зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану в комплексе с другими методами и на основе полученных данных на ряде участков детализировать наблюдения с целью дальнейшего ориентирования разведочных работ.

ЛИТЕРАТУРА

Алексеев Б. В. Навигационное и гидрологическое обеспечение морских исследований при ГСЗ.— В кн.: Геофизические исследования строения земной коры в зоне перехода от Азиатского материка к Тихому океану. Южно-Сахалинск, 1972, с. 92—97 (Тр. СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, вып. 26).

Алексеев Б. В., Жильцов Э. Г., Суворов А. А., Куликов А. А. *Новые данные* о глубинном строении земной коры в районе Южных Курильских островов.— «Геол. и геофиз.», 1972, № 4, с. 107—114.

Алексейчик С. Н. Геоструктурная схема Японо-Охотской геосинклинальной области и положение в ней Сахалина.— «Сов. геология», 1962, № 12, с. 16—29.

Алексейчик С. Н. Акватории — один из важнейших объектов для предстоящих поисков нефти и газа в Сахалинской нефтегазоносной области.— В кн.: Результаты исследований по геологии и нефтегазоносности Сахалина. Вып. 255. М., Тр. ВНИГРИ, 1969, с 92—99.

Алексейчик С. Н., Гальцев-Безюк С. Д., Ковальчук В. С. Основные черты тектоники.— В кн.: Геология СССР. Т. XXXIII. М., 1970, с. 310—342.

Андреев А. А., Жильцов Э. Г., Суворов А. А. К геофизической характеристике типов структур земной коры Южно-Охотского сектора.— В кн.: Геофизические исследования строения земной коры в зоне перехода от Азиатского материка к Тихому океану. Южно-Сахалинск, 1972, с. 7—15 (Тр. СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, вып. 26).

Андреева И. Б. О рассеянии звука газовыми пузырями рыб в глубоководных звукорассеивающих слоях океана.— «Акустический журнал», 1964, т. X, вып. 1, с. 20—24.

Безруков П. Л. Донные отложения Курило-Камчатской впадины.— Тр. ин-та океанологии АН СССР, 1955, т. 12, с. 97—129.

Безруков П. Л. Донные отложения Охотского моря.— Тр. Ин-та океанологии АН СССР, 1960, т. 32, с. 15—95.

Безруков П. Л. Проблемы геологического исследования полезных ископаемых океана.— «Океанология», 1971, вып. 6, с. 69—81.

Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия океанов. М., «Наука», 1968, 255 с.

Белоусов В. В., Рудич Е. М. О месте островных дуг в истории развития структуры Земли.— «Сов. геология», 1960, № 10, с. 3—23.

Беляевский Н. А., Родников А. Г. *Земная кора дальневосточных морей и островных дуг.*— «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», 1971, т. XLVI (I), с. 5—24.

Берзон Н. С. Эффективные скорости и глубины, определяемые по годографам многократно отраженных волн.— «Изв. АН СССР. Сер. геофиз.», 1956, № 8, с. 881—895.

Берсенев И. И. Об истории геологического развития северо-западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса.— В кн.: Проблемы геологии и металлогении вулканических поясов. Владивосток, 1970, с. 79—92.

Бреховских Л. М. Волны в слоистых средах. М., Изд-во АН СССР, 1957, 502 с.

Васильковский Н. П. Особенности строения и геологическая история Северо-Азиатской ветви Тихоокеанского пояса.— Вкн.: Геология зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану М., «Наука», 1968, с. 9—57.

Васильковский Н. П., Худяков Г. И. О геоантиклинальном развитии южной части Курильской островной дуги.— В кн.: Второй Международный океанографический конгресс. Тезисы докл. М., «Наука», 1966, с. 83—84.

Вацилов Ю. А., Гайнанов А. Г. О природе гравитационных аномалий зоны Курильской островной дуги.— В кн.: Морские гравиметрические исследования. Вып. 5. М., Изд-во МГУ, 1970, с. 28—31.

Вергунов Г. П. Тектоника и основные черты развития Курильских островов.— В кн.: Доклады советских геологов на XXII сессии Международного геологического конгресса. Проблема II. М., «Недра», 1964, с. 297—308.

Верещагин В. Н. Основные черты геологического строения Сахалина.— В кн: Геология СССР. Т. XXXIII. Остров Сахалин. М., «Недра», 1970, с. 29—37.

Виноградов А. П. Происхождение оболочек Земли.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1962, № 11, с. 3—17.

Власов Г. М. История геологического развития Приохотских геосинклиналей.— В кн.: Материалы совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов, 1959. М., Гостоптехиздат, 1961, с. 7—16.

Волков А. Н., Мельников О. А., Сирык И. М., Табояков А. Я., Туезов И. К. Основные черты тектоники и перспективы нефтегазоносности Сахалина и прилегающих акваторий.— В кн.: Тектоника Сибири. Т. IV. М., «Наука», 1970, с. 152—156.

Гайнанов А. Г. О некоторых результатах гравиметрических исследований в Охотском море, Курило-Камчатской впадине и прилегающих частях Тихого океана.— В кн.: Морские гравиметрические исследования. Вып. 2. М., изд. МГУ, 1963, с. 66—78.

Гайнанов А. Г., Косминская И. П., Строев П. А. Геофизические исследования глубинного строения Берингова моря.— «Физика Земли», 1968, № 8, с. 3—11.

Гайнанов А. Г., Соловьев О. Н. О природе магнитных аномалий в области перехода от Азиатского материка к Тихому океану.— «Докл. АН СССР», 1963, т. 151, № 6, с. 1399—1401.

Геологическое развитие Японских островов. М., «Мир», 1968, 719 с.

Глубинное сейсмическое зондирование Сахалино-Хоккайдо-Приморской зоны. Под ред. С. М. Зверева, Ю. В. Тулиной. М., «Наука», 1971, 286 с.

Гнибиденко Г. С. Роль метаморфизма в геосинклинальном процессе.— В кн.: Геология и геофизика Тихоокеанского пояса. Новоалександровск, 1970, с. 12—17 (Тр. СахКНИИ, вып. 25).

Гнибиденко Г. С. Структура и эволюция земной коры северо-западной части Тихоокеанского пояса.— В кн.: Тектоника дна морей, океанов и островных дуг (IX сессия научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока). Тезисы докадов. Южно-Сахалинск, 1972, с. 6—8.

Горячев А. В. Основные закономерности геотектонического режима Курило-Камчатской складчатой зоны. М., «Наука», 1966, 235 с.

Губкин И. М. Учение о нефти. М.— Л., Гос. научно-техн. нефт. изд-во, 1937, 443 с.

Давыдов М. Н., Дуничев В. М., Табояков А. Я. *Новые данные о неогеновых* отложениях южной группы Больших Курильских островов (Уруп, Итуруп, Кунашир).— «Геол. и геофиз.», 1968, № 12, с. 112—116.

Епинатьева А. М. Физические основы сейсмических методов разведки. М., Изд-во МГУ, 1970, 105 с.

Желубовский Ю. С., Прялухина А. Ф. Курильские острова. Стратиграфия.— В кн.: Геология СССР. Т. XXXI. М., «Недра», 1964, с. 527—566.

Жидкова Л. С., Бевз В. Е., Ильина А. П., Криштофович Л. В., Неверова Т. И., Савицкий В. О., Шеремстьева Г. Н. Атлас неогеновых моллюсков Курильских островов. М., «Наука», 1972, 166 с.

Жильцов Э. Г. Характеристика осадочной толщи района южных Курильских *островов по данным ГСЗ.— В кн.: Геофизические исследования строения земной коры и* верхней мантии в зоне перехода от Азиатского материка к Тихому океану. Южно-Сахалинск, 1970, с. 102—106 (Тр. СахКНИИ СО АН СССР, вып. 24).

Журавлев А. В., Севостьянов К. М., Табояков А. Я. Некоторые вопросы истории геологического развития акватории Охотского моря.— «Геол. и геофиз.», 1968, № 8, с. 27—35.

Заварицкий А. Н. Некоторые факты, которые надо учитывать при тектонических построениях. «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1946, № 2, с. 3—12.

Занюков В. Н., Тихомиров В. М. Геологическая карта. М., ГУГК, 1967, с. 22—23.

Зверев С. М. Проблемы сейсмических исследований земной коры океанов.— «Изв. АН СССР. Физика Земли», 1970, № 4, с. 49—64.

Зверев С. М., Мерклин Л. Р. *Глубинное строение юго-восточного склона* Курило-Камчатского глубоководного желоба.— «Геотектоника», 1966, № 5, с. 58—65.

Ильин А. В. О геоморфологическом аспекте изучения физико-механических свойств донных отложений.— «Докл АН СССР», 1969, т. 186, № 6, с. 1380—1383.

Казакова Э. Н., Сергеев К. Ф., Стрельцов М. И. О стратиграфии вулканогенно-осадочных образований Малой Курильской дуги.— «Тр. СахКНИИ», 1970, вып. 25, с. 117—124.

Калинко М. К. Нефтегазоносность акваторий мира. М., «Недра», 1969, 223 с.

Ковальчук В. С. О влиянии палеоструктурного плана на формирование и размещение газовых и нефтяных залежей Северного Сахалина.— «Тр. ВНИГРИ», 1963, вып. 224, с. 91—101.

Котенев Б. Н., Петров О. М. Выходы третичных и четвертичных отложений на материковом склоне Берингова моря.— «Вестник МГУ. Сер. географ.», 1967, № 4, с. 113—114.

Кочергин Е. В. Структура аномального магнитного поля акваторий прилегающих к Южным Курильским островам по данным гидромагнитной съемки.— В кн.: Геофизические исследования строения земной коры и верхней мантии. Южно-Сахалинск, 1970, с. 147—156 (Тр. СахКНИИ, вып. 24).

Красный Л. И. Схема геолого-структурного районирования Охотского моря и окаймляющих его складчатых сооружений.— «Докл. АН СССР», 1956, т. 107, № 1, с. 135—138.

Кропоткин П. Н., Шахварстова К. А. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса.— «Тр. ГИН АН СССР», 1965, вып. 134, 365 с.

Левин Л. Э., Хаин В. Е. Тектонические предпосылки и особенности нефтегазонакопления в системе Мирового океана.— «Изв. АН СССР. Сер. геол. 1971, № 3, с. 34—49.

Леонтьев О. К. Краткий курс морской геологии. М., изд. МГУ, 1963, 464 с.

Лившиц М. Х. Пространственное сейсмозондирование преломленными волнами в районе Южного Сахалина.— «Геол. и геофиз.», 1968, № 5, с. 81—93.

Лившиц М. Х. Внутренняя структура осадочного комплекса и морфология поверхности складчатого основания присахалинских акваторий по материалам сейсмических исследований.— В кн.: Глубинная структура дальневосточных морей и островных дуг. Южно-Сахалинск, 1972а, с 168—175 (Тр. СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, вып. 33).

Лившиц М. Х. Глубинное строение Сахалина по геофизическим данным.— В кн.: Геофизическое исследование строения земной коры в зоне перехода от Азиатского материка к Тихому океану. Южно-Сахалинск, 1972б, с. 16—37 (Тр. СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, вып. 26).

Лившиц М. Х., Милашин А. П., Снеговской С. С., Туезов И. К. Новые сведения о строении Южно-Охотской впадины и залива Терпения по сейсмическим данным.— В кн.: Земная кора островных дуг и дальневосточных морей. Верхняя мантия, № 9, М., «Наука», 1972, с. 115—122.

Лисицын А. П. Атмосферная и водная взвесь как исходный материал для образования морских осадков.— «Тр. Ин-та океанологии», 1955, т. XIII, с. 16—22.

Лисицын А. П. Процессы современного осадконакопления в Беринговом море. М., «Наука», 1966, 574 с.

Лисицын А. П. Скорость современного осадконакопления в океанах.— «Океанология», 1971, т. XI, вып. 6, с. 957—968.

Магницкий В. А. Оболочка и кора Земли.— «Сов. геология», 1961, № 5, с. 3—13.

Марков М. С., Аверьянова В. Н., Карташов И. П., Соловьев И. А., Шуваев А. С. Мезокайнозойская история и строение земной коры Охотского региона.— «Тр. ГИН АН СССР», 1967, вып. 168, 224 с.

Меламуд А. Я. Сейморазведочная аппаратура.— В кн.: Справочник геофизика. Т. IV. М., «Недра», 1966, с. 212—396.

Мельников О. А. История формирования структуры Южного Сахалина в палеогене и неогене. М., «Наука», 1970, 170 с.

Милашин А. П., Снеговской С. С., Туезов И. К. Строение осадочной толщи Японского моря по материалам непрерывного профилирования методом отраженных волн.— «Докл. АН СССР», 1968, т. 183, № 5, с. 1060—1063.

Михно М. Ф. Изучение строения земной коры юго-западной части Тихого океана методом преломленных волн.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1964, № 3, с. 43—51.

Парийская Г. П. Корреляция волн.— В кн.: Справочник геофизика, Т. IV. М., «Недра», 1966, с. 449—472.

Петкевич Г. И. Факторы, определяющие скорости сейсмических волн в геологическом разрезе. Киев, Изд. АН УССР, 1963, 115 с.

Петрушевский Б. А. Вопросы геологической истории и тектоники Восточной Азии. М., «Наука», 1964, 299 с.

Пискунов Б. Н., Сергеев К. Ф. Неогеновые отложения острова Симушир и некоторые вопросы геологической истории Большой Курильской гряды.— «Тр. СахКНИИ», 1970, вып. 25, с. 88—101.

Прялухина А. Ф. Материалы по стратиграфии Южных Курильских островов.— «Тр. СахКНИИ, 1961, № 10», с. 3—13.

Пузырев Н. Н. Интерпретация данных сейсморазведки методом отраженных волн. М., Гостоптехиздат, 1959, 451 с.

Пущаровский Ю. М. О тектонике Сахалина.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1964, № 12, с. 42—61.

Пущаровский Ю. М. Проблема тектоники и нефтегазоносности Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца.— «Геотектоника», 1965, № 1, с. 74—92.

Родников А. Г., Хаин В. Е. Проблема направленности развития земной коры в северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса.— «Геотектоника», 1971, № 3, с. 16—31.

Рудич Е. М. Основные закономерности тектонического развития Приморья, Сахалина и Японии как зоны перехода от континента к океану.— Изд-во АН СССР, 1962, 272 с.

Саидова Х. М. Стратиграфия осадков и палеогеография северо-западной части Тихого океана и дальневосточных морей СССР по данным фораминиферам.— В кн.: Морская геология. Международный геол. конгресс. XXI сессия. 1960, с. 59—68.

Сергеев К. Ф. Основные черты стратиграфии третичных отложений Большой гряды Курильских островов.— «Докл. АН СССР», 1963, т. 153, с. 1154—1157.

Сергеев К. Ф. О тектонической принадлежности и геологической истории Курильской островной дуги.— В кн.: Геология и геофизика Тихоокеанского пояса. Новоалександровск, 1970, с. 102—116 (Тр. СахКНИИ, вып. 25).

Скорикова М. Ф. Упругие свойства горных пород южной части Сахалина и их использование в интерпретации геофизических наблюдений. М., «Наука», 1970, 176 с.

Скорикова М. Ф., Дуничев В. М. Упругие свойства горных пород Большой Курильской дуги (о. Кунашир).— «Тр. СахКНИИ», 1969, вып. 20, с. 121—131.

Смирнов Н. В., Дунин-Барковский И. В. Курс теории вероятностей и математической статистики для технических приложений. М., «Наука», 1969, 511 с.

Снеговской С. С. Исследования методом отраженных волн близ Южных Курильских островов в 1968 г.— «Докл. АН СССР», т. 195, № 2, 1970, 337—340.

Снеговской С. С. Об осадочных отложениях Южно-Охотской глубоководной впадины.— «Докл. АН СССР», 1971, т. 196, с. 87—90.

Снеговской С. С. Годографы и корреляция отраженных волн при наклонном положении пьезокосы в море. М., изд. ВИЭМС, 1972а, с. 1—9. (Экспресс-информация. Сер. морская геол. и геофиз., № 5—6).

Снеговской С. С. Осадочные отложения и некоторые аспекты геологического развития Курильской котловины (Охотское море).— В кн.: Глубинная структура дальневосточных морей и островных дуг. Южно-Сахалинск, 1972б, с. 176—182 (Тр. СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, вып. 33).

Снеговской С. С. Соотношение рельефа дна и тектоники южной части Охотского моря.— В кн.: Тектоника дна морей, океанов и островных дуг. IX сессия научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока. Тезисы докладов. Вып. 6, Южно-Сахалинск, 1972в, с. 28—29.

Снеговской С. С., Александров С. М. О тектонике западного борта Курильской котловины.— «Геотектоника», 1971, № 5, с. 105—110.

Снеговской С. С., Неверов Ю. Л. Строение осадочных отложений на акваториях о. Итуруп (Курильские острова).— «Тр. СахКНИИ», 1970, вып. 24, с. 95—101.

Снеговской С. С., Нефедов Л. М. О волнах в зоне тени, наблюдаемых в Охотском море.— «Тр. СахКНИИ», 1972, вып. 26, с. 87—91.

Снеговской С. С., Старшинова Е. А. Методика и результаты сейсмических исследований приповерхностного низкоскоростного слоя морских осадков.— В кн.: VII Всесоюзная научно-техническая конференция. Симпозиум: морская геофизика. Тезисы докладов, 1972, с. 21—22.

Старшинова Е. А., Галкин И. Н. Опыт использования взрывных источников звука для определения глубины моря.— «Тр. океанографической комиссии АН СССР. Серия физич. океаногр.», М., 1960, т. X, вып. 1, с. 152—169.

Страхов Н. М. О действительном балансе осадконакопления в современном океане.— «Литологические и полезные ископаемые», 1969, № 2, с. 131—132.

Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Под ред. Е. И. Гальперина, И. П. Косминской. М., «Наука», 1964, 308 с.

Суворов А. А., Голтвяница И. Г. О скоростных характеристиках глубинного разреза земной коры в районе о. Шикотан.— «Тр СахКНИИ», 1970, вып. 24, с. 178—181.

Сычев П. М. Аномалии силы тяжести и причины вертикальных движений земной коры в зоне перехода от Азиатского материка к Тихому океану.— «Геотектоника», № 1, 1969, с. 13—25.

Сычев П. М. Особенности строения и развития земной коры Сахалина и прилегающих к нему акваторий. М., «Наука», 1966, 123 с.

Табояков А. Я., Сирык И. М. Строение Южного Сахалина и дна прилегающих морей в связи с оценкой перспектив нефтегазоносности.— В кн.: Тезисы докладов выездной сессии на Дальнем Востоке СССР. М., 1965, с. 97—99.

Тараканов Р. З., Соловьев С. Л. Сейсмичность Курильских островов.— В кн.: Сейсмическое районирование СССР. М., «Наука», 1968, с. 434—447.

Тарасевич Ю. Н., Волков А. Н., Табояков А. Я. О геологическом строении Поронайской низменности острова Сахалин.— «Докл. АН СССР», 1964, т. 155, с. 573—575.

Туезов И. К. Некоторые вопросы эволюции земной коры Охотского и Японского морей, Курило-Камчатской и Японской островных дуг и глубоководных желобов.— В кн.: Тектоника дна морей, океанов и островных дуг. IX сессия научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока. Тезисы докладов. Вып. 5. Южно-Сахалинск, 1972, с. 29—32.

Тулина Ю. В. Детальные сейсмические исследования земной коры у Южных Курильских островов.— В кн.: Строение и развитие земной коры на советском Дальнем Востоке. М., «Наука», 1969, с. 90—96.

Удинцев Г. Б. Рельеф Курило-Камчатской впадины.— «Тр. Ин-та океанологии АН СССР», 1955, т. 12, с. 16—61.

Удинцев Г. Б. Рельеф дна Охотского моря.— «Тр. Ин-та океанологии», 1957, т. 22, с. 3—76.

Удинцев Г. Б. Рельеф дна и тектоника западной части Тихого океана.— В кн.: Морская геология. Международный геол. конгресс, XXI сессия, 1960, с. 5—17.

Урупов А. К. Изучение скоростей в сейсморазведке. М., «Недра», 1966, 224 с.

Федынский В. В. Проблема минеральных ресурсов дна морей и океанов и задачи морской разведочной геофизики.— «Сов. геология», 1969, № 5, с. 3—14.

Физика земной коры и верхней мантии. Труды национальной академии наук и национального научно-исследовательского совета США. М., «Мир», 1966, 255 с.

Худяков Г. И. О морфотектонике южной части Курильской островной дуги.— В кн.: Проблемы геоморфологии и неотектоники орогенных областей Сибири и Дальнего Востока. Материалы Всесоюзного совещания по геоморфологии и неотектонике Сибири и Дальнего Востока. Т. II, М., «Наука», 1968, с. 246—264.

Шапировский Н. И., Гаджиев Р. М. Морская геофизическая разведка. Баку, Азерб. гос. изд-во, 1962, 156 с.

Шаяхметов Р. Б. Распределение мощности осадочного чехла в Японском море.— В кн.: Геофизические исследования в Японском море. Владивосток, 1972, с. 17—23.

Шепард Ф. П. Морская геология. Л., «Недра», 1969, 461 с.

Эмери К. Геология окраины материка на востоке Соединенных Штатов Америки.— В кн.: Геология и геофизика морского дна. М., «Мир», 1969, с. 9—31.

Яншин А. Л. Принципы составления карты и ее условные обозначения.— В кн.: Тектоника Евразии. М., «Наука», 1966, 487 с.

Dietz R. S. Continental and ocean basin. Evolution by spreading of the sea floor.— "Nature", 1961, v. 190, № 4799, pp. 854—857.

Ewing M., Houtz R., Ewing J. South Pacific sediment distribution.— "Journ. Geoph. Res.", 1969, v. 74, № 10, pp. 2477—2493.

Ewing M., Ludwig W. S., Ewing J. Oceanic structural history of the Bering Sea.— "Journ. Geoph. Res.", 1965, v. 70, № 18, pp. 4593—4600.

Fry J. C. A low-velocity sediment layer in the Pacific.— "Journ. Geoph. Res.", 1962, v. 67, № 9, p. 3559.

Gershanovich D. K. New data on geomorphology and recent sediments of the Bering Sea and Gulf of the Alaska.— "Mar Geol.", 1968, v. 6, № 4, pp. 281—296.

Hamilton E. L. Thickness and consolidation of deep-sea sediment.— "Bull. Geol. Soc. Amer.", 1959, v. 70, № 11, pp. 1399—1424.

Hamilton E. L. Consolidation characteristics and related properties of sediments from experimental Mohole (Guadalupe Site).— "Journ. Geoph. Res", 1964, v. 69, № 20, pp. 4257—4269.

Hamilton E. L. Marine geology of abyssal plains in the Gulf of Alaska.— "Journ. Geoph. Res.", 1967, v. 72, № 16, pp. 4189—4213.

Houtz R., Ewing J., Le Pichon X. Velocity of deep-sea sediments from sonobuoy data.— "Journ. Geoph. Res.", 1968, v. 73, № 8, pp. 2615—2642.

Krause D. C., Chramiec M. A., Walsh G. M., Visotsky S. Seismic profile showing cenozoic development of the New England continental margin.— "Journ. Geoph. Res.", 1966, v. 71, № 18, pp. 4327—4332.

Kuenen Ph. H. Emplacement of flishtype sand beds.— "Sedimentology", 1967, v. 9, № 3, pp. 203—243.

Livshits M. H. Internal structure of the sedimentary complex and morphology of the folded basement of near Sakhalin sea areas from seismic research data.— In: Island arc and marginal sea. Proceedings of the first Japan — USSR simposium on Solid Earth Sciences. Tokai University Press, 1971, pp. 163—169.

Ludwig W. J., Ewing J. I., Ewing M. Structure of Argentine continental margin.— "Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.", 1968, v. 52, № 12, pp. 2337—2368.

Ludwig W. J., Ewing J. I., Ewing M., Murauchi S., Den H., Asano S., Hotta H., Hayakawa M., Asanuma T., Ishikawa K., Noguchi I. Sediments and structure of the Japan trench.— "Journ. Geoph. Res.", 1966, v. 71, № 8, pp. 2121—2137.

Monroe W. H. The age of the Puerto Rico trench.— "Bull. Geol. Soc. Amer.", 1968, v. 79, № 4, pp. 487—494.

Scholl D. W., Von Huene R., Ridlon J. B. Spreading of the ocean floor: underformed sediments in the Peru-Chile Trench. Science, 1968, v. 159, № 3817, pp. 869—871.

Sheridan R. E. Subsidence of continental margins.— "Tectonophysics", 1969, v. 7, № 3, pp. 219—229.

Snegovskoy S. S. Sediments and some aspects of geological development of the Kuril basin (the Okhotsk Sea).— In: Island arcs and marginal seas. Tokai University Press, 1971, pp. 171—176.

Stanley D. J., Silverberg N. Recent slumping on the continental slope off Sable Island bank, Southeast Canada.— "Earth and Planet. Sci. Letters", 1969, v. 6, № 2, pp. 122—123.

Von Huene R., Kulm L. D., Duncan J. R., Ingle J. C., Kling S. A., Musich L. M., Piper D. W., Pratt R. M., Schrader H. J., Wesser O., Wise S. W. Deep Sea Drilling Project. Leg. 18. Geotimes, 1971, pp. 12—15.

Wolfgang B., Ross H. G. Vertical mixing in pelagic sediments. "Journ. Marine Res.", 1968, v. 26, № 2, pp. 134—143.

Yasui M., Kishii T., Sudo T. Terrestrial heat flow in the Okhotsk Sea (1).— "Oceanogr. Mag.", 1967, v. 19, pp. 87—94.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие 3
Введение 5
Современные представления о структуре осадочных отложений и геологическом развитии региона 7
Физические свойства и строение верхней части земной коры . . 7
Геоморфология и процессы осадконакопления 9
Геология прилегающих районов суши 12
Методика сейсмических исследований МОВ 17
Экспериментальные исследования . . . . . —
Особенности корреляции отраженных волн 23
Методика выполненных определений и оценка точности . . 30
Характеристика волнового поля 36
Типы волн, регистрируемых на сейсмограммах . . . . . —
Характеристика записи отраженных волн 44
Строение и скоростная характеристика верхней части земной коры исследуемых акваторий 49
Принципы выделения геологических комплексов по данным МОВ —
Южно-Охотская глубоководная впадина 51
Курильская островная дуга 64
Геологическая интерпретация сейсмических данных 69
Стратификация сейсмических границ и некоторые черты геологического развития 69
К вопросу о перспективах нефтегазоносности региона . . . 79
Заключение 81
Литература 83

Станислав Семенович Снеговской

ИССЛЕДОВАНИЯ МОВ
И ТЕКТОНИКА ЮЖНОЙ ЧАСТИ
ОХОТСКОГО МОРЯ И ПРИЛЕГАЮЩЕЙ ОКРАИНЫ
ТИХОГО ОКЕАНА

Ответственный редактор
Гелиос Сергеевич Гнибиденко

Редактор **Я. М. Мочалов**
Художественный редактор **М. Ф. Глазырина**
Художник **В. В. Павлов**
Технический редактор **Ф. Ф. Орлова**
Корректоры **Н. В. Клопотная, А. Н. Надточий**

Сдано в набор 3 июня 1974 г. Подписано в печать 12 ноября 1974 г. МН 00588. Формат 70×108¹/₁₆. Бумага типографская № 2. 5,5 печ. л., 7,7 усл.-печ. л., 7,7 уч.-изд. л. Тираж 1000 экз. Заказ № 117. Цена 78 коп.

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука». 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

Цена 78 коп.

1119