

И. К. ТУЕЗОВ

ЛИТОСФЕРА  
АЗИАТСКО-  
ТИХООКЕАНСКОЙ  
ЗОНЫ  
ПЕРЕХОДА



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

*Светлой памяти  
Юрия Николаевича Година,  
замечательного человека  
и крупного советского геофизика,  
посвящает автор эту книгу.*

УДК 550.341:551.241(265.3/4)

В монографии на основании комплексного анализа материалов сейсмологических, сейсмических со взрывами, гравиметрических, магнитометрических, электромагнитных, геотермических, геодезических и геологических исследований, накопленных за последние 15—20 лет, рассматриваются геофизические поля, строение земной коры, ее слоев и верхней мантии, особенности современных движений и изостатического состояния, модели глубинного строения основных типов морфоструктур, тектоническое районирование и некоторые вопросы эволюции земной коры и истории ее геологического развития в северо-западном секторе Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода. Значительное внимание уделено описанию структуры осадочного слоя как объекта для нефтепоисковых исследований.

Книга предназначена для геологов и геофизиков, изучающих эту территорию и интересующихся вопросами эволюции земной коры.

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

---

И. К. ТУЕЗОВ

ЛИТОСФЕРА  
АЗИАТСКО-  
ТИХООКЕАНСКОЙ  
ЗОНЫ  
ПЕРЕХОДА

1321



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
Новосибирск-1975



Ответственный редактор  
чл.-корр. АН СССР Э. Э. Фотиади

Г  $\frac{20802-836}{055(02)-75}$  БЗ-26-83-75

© Издательство «Наука», 1975.

## ОТ РЕДАКТОРА

Проблемы изучения строения переходных зон между континентами и океанами, изучения окраин континентов тесно связаны с рядом других проблем современного комплекса наук о Земле, возникших в послевоенные годы на базе фундаментальных открытий в ряде областей естествознания.

Обсуждаемая проблема переходных зон имеет как теоретический, так и практический аспекты. В первом случае получают исходные данные для решения коренных вопросов истории и механизма расчленения земной поверхности на материки и океаны, происхождения последних. В практическом аспекте интерес к подобным зонам связан со все возрастающими потребностями человечества в минеральных ресурсах, а окраины континентов, в первую очередь шельфовые зоны, богаты нефтью и газом, железом и марганцевыми рудами и др.

Для изучения геологии океанов и строения коры и мантии Земли особое значение имеют данные различных геофизических исследований и прежде всего глубинных сейсмических зондирований, гравиметрии и магнитометрии. Именно с данными о характерных различиях в морфологии аномального геомагнитного поля на континентах и океанах, данными об инверсии магнитных полюсов и их миграции в геологическом прошлом связано обоснование тектоники литосферных плит, или так называемой новой глобальной тектоники.

Коренные изменения во взглядах на строение океанов последовали с открытием мировой системы срединно-океанических хребтов, представляющих принципиально новый тип подвижных поясов Земли, обширных глубоководных или абиссальных равнин, обрамленных различными положительными структурами океанического дна, протяженных разломов и иных дислокаций. Изменились и представления о глубинном строении земной коры континентов и океанов. Выяснилось, например, что в океанической земной коре по сравнению с континентальной отсутствуют гранитомаморфический и консолидированный осадочные слои.

Разнообразная информация, относящаяся к перечисленным вопросам, открывает возможности по-новому представить как механизм, так и историю развития и расчленения земной поверхности на материки и океаны: границей между ними следует считать рубеж, где происходит смена континентального типа коры океаническим, в наиболее простых условиях такая смена происходит у подножия материковых склонов, где глубина океана достигает 2—3 км.

Большое научное значение проблемы строения зон перехода от континента к океану подчеркивается включением ее в программу работ по проекту «Верхняя мантия» (а с 1971 г. — в геодинамический проект) Международного геодезического и геофизического союза и созданием в рамках последнего специальной комиссии по континентальным окраинам и островным дугам.

Одной из наиболее изученных зон тихоокеанского типа в настоящее время является северо-западная часть зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Начиная с Международного геофизического года (1957/58 г.), здесь ежегодно проводится комплекс разнообразных геофизических исследований значительного объема. Впервые ГСЗ были проведены Институтом физики Земли АН СССР (И. П. Косминская, С. М. Зверев и др.), затем продолжены и развиты Сахалинским комплексным научно-исследовательским институтом Сибирского отделения АН СССР (ныне ДВНЦ АН СССР). Кроме того, здесь давно ведутся сейсмологические наблюдения, основные результаты которых неоднократно публиковались В. Н. Аверьяновой, С. Л. Соловьевым, Р. З. Таракановым, С. А. Федотовым и рядом других исследователей.

В литературе существует ряд работ, с разной степенью детальности рассматривающих различные аспекты той же проблематики. Из этих работ в первую очередь следует отметить исследования И. П. Косминской с ее соавторами, основополагающие в представлениях по данным ГСЗ о глубинном строении земной коры в зоне перехода. Результаты гравиметрических и магнитометрических работ обсуждаются в ряде работ А. Г. Гайнанова, О. Н. Соловьева, Л. А. Ривоша, М. Х. Лившица, С. А. Ушакова и других авторов, в том числе сотрудников СахКНИИ СО АН СССР. Крупные исследования геологического строения переходной зоны и прилегающих материковых районов, выполненные с привлечением геофизических данных, известны в первую очередь по работам В. В. Белоусова, Е. М. Рудича, Б. А. Петрушевского, П. Н. Кропоткина и К. А. Шахварстовой, Л. И. Красного, Ю. М. Пущаровского и ряда других исследователей. Интересна также работа о мезокайнозойской истории строения земной коры Охотского района, выполненная М. С. Марковым, В. Н. Аверьяновой с соавторами. В последнее время в обсуждение подобных же вопросов включались В. Е. Хаин и Н. А. Беляевский в соавторстве с А. Г. Родниковым.

Ценные исследования близких направлений выполнены иностранными авторами, в основном японскими (Т. Рикитаки, С. Уеда, Ш. Хотта и др.), в чьих работах использован синтез геологических и геофизических данных. Однако для рассматриваемых районов фундаментальное значение имеют известные работы Н. С. Шатского, Н. П. Хераскова, С. С. Смирнова, Е. А. Радкевич, Н. П. Васильковского и др., посвященные главным образом вопросам тектоники и минерогени.

Автор настоящей монографии И. К. Туезов около десятка лет участвовал в наблюдениях и руководил вышеперечисленными исследованиями СахКНИИ СО АН СССР. Поэтому монография, суммирующая результаты этих работ и многопланово их освещающая, представляет особый интерес. Настоящая книга ценна прежде всего тем, что в ней впервые сведен обширный материал геофизических исследований регионального плана для протяженной полосы зоны перехода, включающей дальневосточные пространства Советского Союза, а также Японии и частично более южных районов, причем материал этот не просто сведен, но систематизирован, обобщен и проанализирован как с методических позиций, так и в различных аспектах его возможного геофизического и геологического истолкования. Рассматривается широкий круг вопросов, начиная от разносторонней сводки и анализа данных о физических свойствах пород, выяснения геологической природы различных видов геофизической информации до достаточно подробных и разнообразных структурных и тектонических построений и обсуждения проблем эволюции земной коры и истории геологического развития северо-западной части зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану.

Не все из перечисленных вопросов в монографии рассмотрены одинаково подробно, а некоторые вообще почти опущены, например анализ в региональном плане геофизического материала с петрологических позиций. Однако это, вообще говоря, естественно, ибо при наличии такого разнообразия многочисленных и разнородных материалов комплексных исследований, которыми располагал автор, трудно рассчитывать на полное их освещение и освоение.

Из теоретических разработок автора особенно интересны выполненные им впервые, например попытка выяснения различных неоднородностей верхней мантии, намечаемых по различиям физических характеристик ее образований, устанавливаемым по геофизическим данным, их проявлений в строении земной коры и попытки соответствующих модельных построений.

В практическом отношении очевидную ценность представляют развернутые данные о строении осадочного покрова, залегающего под дном крайних морей на гетерогенном складчатом фундаменте. Подобные сведения имеют большое значение для обоснования постановки поисково-разведочных работ, в первую очередь на нефть и газ в шельфовых зонах этих акваторий.

В целом настоящую монографию нужно признать ценным вкладом в познание глубинного строения северо-западной части зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану и считать, что для лучшего понимания ряда еще не ясных вопросов, в том числе механизма расчленения земной поверхности на материки и океаны, необходимы дальнейшие геолого-геофизические исследования в этих районах.

Э. Э. Фотиади

## ВВЕДЕНИЕ

В решениях XXIV съезда КПСС перед советскими геологами в числе других проблем поставлена задача всемерного расширения поисково-разведочных работ в шельфовых зонах морей и океанов с целью выявления перспективных месторождений нефти, газа, золота, олова и других полезных ископаемых. Эта задача имеет прямое отношение к исследованию геологического строения северо-западного сектора зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану, шельфовые зоны и окраинные моря которого весьма перспективны.

Значительная роль в решении этой задачи, а также в удовлетворении потребностей Дальнего Востока в жидком топливе и сырье для нефтехимической промышленности принадлежит Сахалинской области, в которой расположена единственная пока в Дальневосточном экономическом районе нефтегазодобывающая провинция. Этому способствует также выгодное расположение о. Сахалина с точки зрения экспорта нефти, газа и других полезных ископаемых в страны Восточной Азии (Леонов, 1968, 1969, 1972).

Фундаментальное научное значение проблемы изучения глубинного строения переходных зон от континентов к океанам очевидно, поскольку в недрах этих зон в силу соприкосновения между собой различно построенных материковых и океанических литосферных блоков процессы преобразования глубинного вещества проявляются наиболее сильно.

Как известно, по характеру рельефа, особенностям геофизических полей, строению земной коры и верхней мантии, истории геологического развития переходные зоны земного шара обычно делятся на два типа: атлантический и тихоокеанский (Гайнанов, 1968; Белоусов, Косминская, 1970). По мнению автора, может быть выделен третий тип — арктический, к которому кроме переходных зон от Северного Ледовитого океана к окружающим его континентам следует относить подобные же зоны, примыкающие к материку Антарктида. Спецификой этого типа переходных зон является сочетание некоторых особенностей строения (ширина, типы морфоструктур, характер геофизических полей, строение земной коры и др.) атлантического и тихоокеанского типов.

Особого внимания для изучения характера перечисленных глубинных процессов при широком диапазоне их геофизических и геологических проявлений заслуживает тихоокеанский тип переходных зон и особенно Азиатско-Тихоокеанская зона, значительная часть (внутренняя) которой соответствует западному отрезку Тихоокеанского тектонического (подвижного) пояса. В пределах последнего широко развиты кайнозойские складчатые структуры, что дает основание называть его Тихоокеанским кайнозойским тектоническим кольцом. Внешнюю же часть этого подвижного пояса, в отличие от внутренней, слагают мезозойские складчатые образования, развитые в основном на континенте.

Первое весьма глубокое по содержанию и полноте анализа освещение проблемы строения и истории геологического развития этой круп-

нейшей структуры земного шара было дано С. С. Смирновым (1946). Этим исследователем введено и обосновано понятие о Тихоокеанском рудном поясе с его внутренней приокеанической и внешней континентальной частями. В дальнейшем понятие о Тихоокеанском тектоническом поясе, о его строении и истории развития уточнялось и дополнялось в работах Н. С. Шатского и А. А. Богданова (1957), Н. П. Хераскова (1963), М. И. Ициксона (1964), П. Н. Кропоткина и К. А. Шахвартовой (1965), Л. И. Красного (Геологическое строение..., 1966), Н. А. Беляевского, Б. А. Петрушевского (1968), В. Е. Хаина (1971) и др. Наиболее полное современное освещение этой проблемы содержится в работах Ю. М. Пуцаровского (1965, 1968).

Как внешняя, так и внутренняя части азиатского отрезка Тихоокеанского тектонического пояса являются структурами древнего заложения, история геологического развития которого прослеживается с докембрия до наших дней. Во внешней части пояса геосинклинальное развитие закончилось в мезозое, а в отдельных районах внутренней части оно продолжалось и в мезозое, и в кайнозое и, вероятно, сохраняется в настоящее время. Н. С. Шатский и А. А. Богданов показали значительное отличие геологического развития Тихоокеанского пояса от других тектонических провинций земного шара. В пределах Европы и Западной Азии древние платформы нарастаются складчатыми зонами. В Тихоокеанском поясе, наоборот, наблюдаются процессы раздробления древних платформ и их ассимиляция позднейшей складчатостью, которые наиболее активно проявляются начиная с конца мезозоя (Белоусов, 1966, 1968; Петрушевский, 1964; Рудич, 1962). С этого времени процесс преобладающего наступления континента на океан осложнился обратным процессом, особенно усилившимся с миоцена.

Зона перехода с ее специфическими чертами строения и тектонического режима представляет собой своего рода природную лабораторию, на материалах которой создаются и проверяются различные гипотезы формирования и эволюции земной коры в процессе ее геологического развития, причем, как известно, по этому вопросу имеются различные, в ряде случаев диаметрально противоположные воззрения.

В настоящей работе рассматривается часть Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода, а именно: ее северо-западный сектор, в состав которого входят Охотское и Японское моря, о. Сахалин, п-ов Камчатка, Курильская и Японская островные дуги и одноименные с ними глубоководные желоба (рис. 1). Восточная граница сектора проводится по зоне сочленения глубоководных желобов с окраинным океаническим валом Зенкевича, западная — по системе глубинных расколов, определяющих местоположение Восточно-Сихотэ-Алиньского и Охотско-Чукотского вулканических поясов. Для краткости при дальнейшем изложении зона перехода от Азиатского континента к Тихому океану сокращенно будет именоваться «зоной перехода», а ее северо-западный сектор — «сектором». Кроме того, в работе применяются названия: «Охотский сектор (регион)» и «Японский сектор (регион)». К первому относятся Татарский пролив, о. Сахалин, Охотское море, п-ов Камчатка, Курильские острова, Курило-Камчатский глубоководный желоб, ко второму — Японское море и одноименные с ним острова и глубоководный желоб.

В советской части рассматриваемой зоны перехода региональные геолого-геофизические исследования проводятся Институтом физики Земли, Институтом океанологии и его Тихоокеанским отделением, Межведомственным геофизическим комитетом АН СССР, Сахалинским КНИИ и Институтом вулканологии Дальневосточного научного центра АН СССР, Государственным астрономическим институтом им. Штернберга МГУ, ВНИИ Геофизикой и Тихоокеанской экспедицией ВНИИМоргео, Сахалинским отделением ВНИГРИ Министерства геологии СССР, Сахалинским и Камчатским территориальными геологическими управлениями Министерства геологии РСФСР.

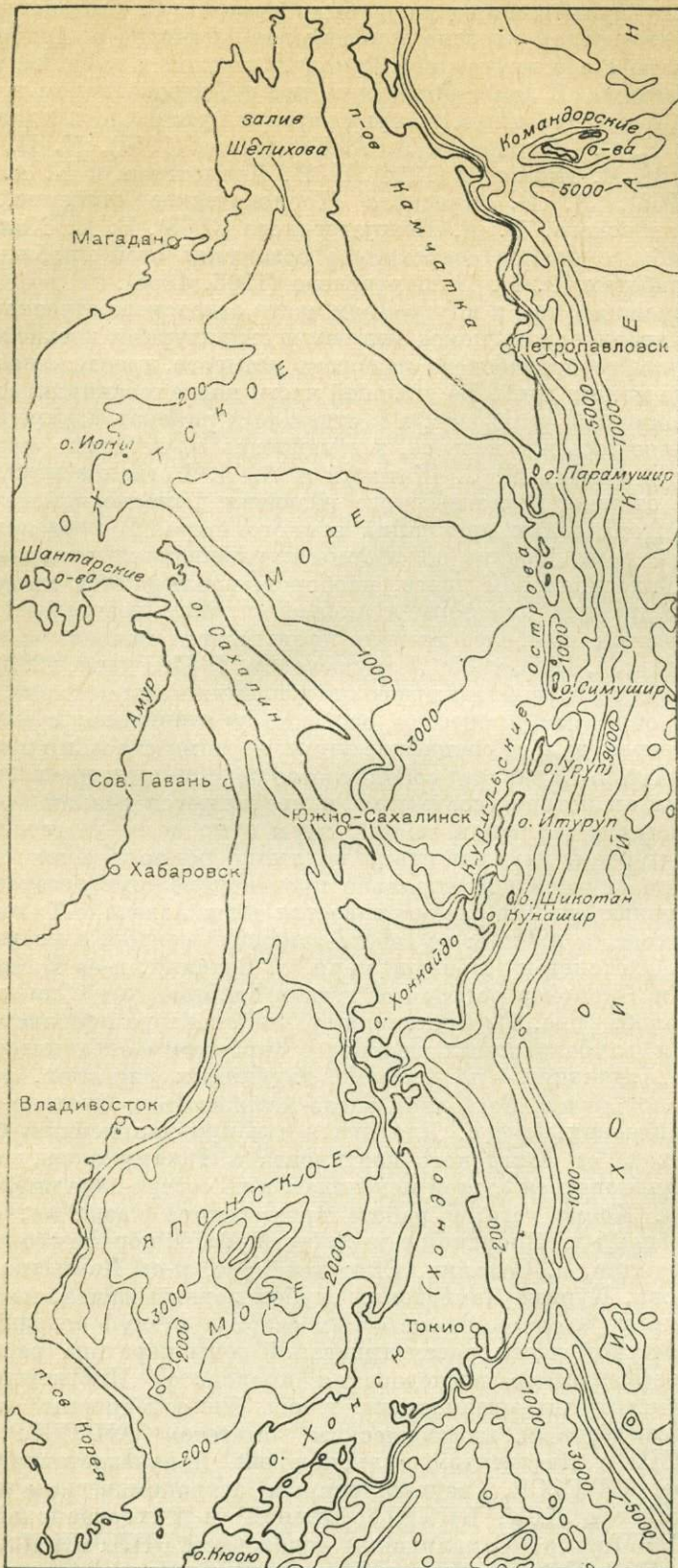


Рис. 1. Обзорная карта.

В Японии значительную активность в геофизическом изучении зоны перехода проявляют Институт по изучению землетрясений, Геофизический институт, Институт по изучению океана Токийского университета, Институт океанографии, Институт географических исследований, университеты в Саппоро и Токай, Национальный научный музей, метеорологическая обсерватория в Майдзур, гидрографическая служба (С. Асано, К. Гораи, И. Ден, Ш. Канамори, Т. Микумо, С. Мурачи, Т. Рикитаки, Д. Томода, С. Уеда, Д. Хагивара, М. Хасизуме, Ш. Хотта, М. Ясуи и др.).

Для координации деятельности перечисленных организаций в Советском Союзе и в Японии созданы научные советы. В СССР — это Дальневосточная секция Научного совета по комплексным исследованиям земной коры и верхней мантии АН СССР (председатель Е. А. Радкевич) и Дальневосточная комиссия при ВНИИМоргео (председатель — А. П. Милашин). В 1964 г. проведено межведомственное совещание по согласованию планов работ (Радкевич и др., 1965; Васильковский, Тузов, 1966), в 1965 г. — выездная сессия АН СССР и Министерства геологии СССР и заседание Совета по сейсмологии АН СССР, в 1972 г. — IX сессия Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока (председатель Ю. А. Косыгин). В Японии эти исследования контролируются Национальным комитетом по проекту верхней мантии Земли. Определенные усилия предприняты по координации советских и японских исследований, которые наиболее ярко воплотились в советско-японских семинарах в г. Находке в 1970 г. и в Токио в 1974 г.

По вопросам геологического строения северо-западного сектора зоны перехода помимо многочисленных статей и тематических сборников опубликовано значительное число монографий (Рудич, 1962; Алексейчик и др., 1963; Петрушевский, 1964; Кропоткин, Шахварстова, 1965; Горячев, 1966; Сергеев, 1966; Сычев, 1966; Мархинин, 1967; Горшков, 1967; Марков и др., 1967; Соловьев и др., 1967; Аверьянова, 1968; Сырьк, 1968; Рикитаки, 1968; Федотов и др., 1969; Скорикова, 1970; Мельников, 1970 и многие другие). Помимо перечисленных ученых большой вклад в изучение зоны перехода внесли В. В. Белоусов, Н. П. Васильковский, И. П. Косминская, Ю. А. Косыгин, Л. И. Красный, Е. А. Радкевич, Э. Э. Фотиади, В. Е. Хаин и А. Л. Яншин.

Поскольку часть указанных работ либо базируется преимущественно на геологических материалах, либо относится только к советской или японской частям северо-западного сектора, либо содержит результаты применения только какого-либо одного геофизического метода, автор поставил своей целью проанализировать весь комплекс геофизических данных, накопленных в секторе за последние 15—20 лет, и, с учетом имеющейся геологической информации, изучить строение земной коры и верхней мантии всего северо-западного сектора зоны перехода и рассмотреть некоторые вопросы его тектонического районирования, истории геологического развития, эволюции земной коры и др.

При написании работы большую помощь критическими замечаниями и дружескими советами оказали автору В. В. Белоусов, Н. А. Беляевский, И. П. Косминская, Н. Я. Куниц, О. В. Веселов, М. Л. Красный, Б. Е. Мардерфельд, О. А. Мельников, Р. З. Тараканов и другие коллеги по совместной работе. Нельзя не упомянуть Л. Г. Кирьянову, И. С. Павлову, А. В. Клычникову, а также сотрудников кабинета картографии и фотокопии и машинописного бюро СахКНИИ, проделавших большую работу по оформлению работы. Всем перечисленным лицам автор приносит свою искреннюю благодарность. Особую признательность хотелось бы выразить Э. Э. Фотиади, А. Л. Яншину, Ю. А. Косыгину, К. В. Боголепову, Ю. А. Павлову, К. Ф. Сергееву, В. И. Федорченко, помощью и вниманием которых автор пользовался.

## СОСТОЯНИЕ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ИЗУЧЕННОСТИ И МЕТОДИКА РАБОТ

### ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ И МЕТОДИКА ПОЛЕВЫХ РАБОТ

В северо-западном секторе выполнены сейсмологические, сейсмические со взрывами, гравиметрические, магнитометрические, электромагнитные, геотермические, высокоточные геодезические исследования (Фотиади и др., 1965а, б, 1966; Фотиади, 1967а, б; Туезов, 1969б, в; Туезов и др., 1970а). Методика этих исследований неоднократно освещалась в литературе, поэтому, во избежание повторений, мы остановимся здесь лишь на некоторых общих и специфических вопросах их проведения.

#### СЕЙСМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Сейсмические исследования с искусственными источниками возбуждения упругих колебаний (со взрывами и невзрывными источниками) проводились в секторе методом глубинных сейсмических зондирований (ГСЗ), корреляционным методом преломленных волн (КМПВ) и методом отраженных волн (МОВ). Работы методами ГСЗ и МОВ выполнялись как на суше, так и на море, методом КМПВ — только на суше (рис. 2). Исследования ГСЗ, кроме того, в ряде случаев проводились в сухопутно-морском варианте, когда взрывы и прием упругих колебаний одновременно производятся на суше и в море (Гаскелл, 1959; Шушаков, 1962; Строение земной коры..., 1964; Косминская, 1966, 1968; Зверев, 1964, 1965; Зверев, Галкин, 1966; Зверев, Лившиц, 1967; Ковылин и др., 1965, 1966, 1971; Должанский и др., 1966; Милашин, 1967, 1968; Суворов и др., 1968, 1970, 1971; Глубинное сейсмическое зондирование..., 1971; Туезов, Жильцов, 1972; Research Group..., 1951, 1953, 1954, 1956, 1958, 1959, 1961; Murauchi et al., 1964, 1968; Ludwig et al., 1966; Hasizume et al., 1968; Asano et al., 1969; Hotta, 1970, 1972; и др.).

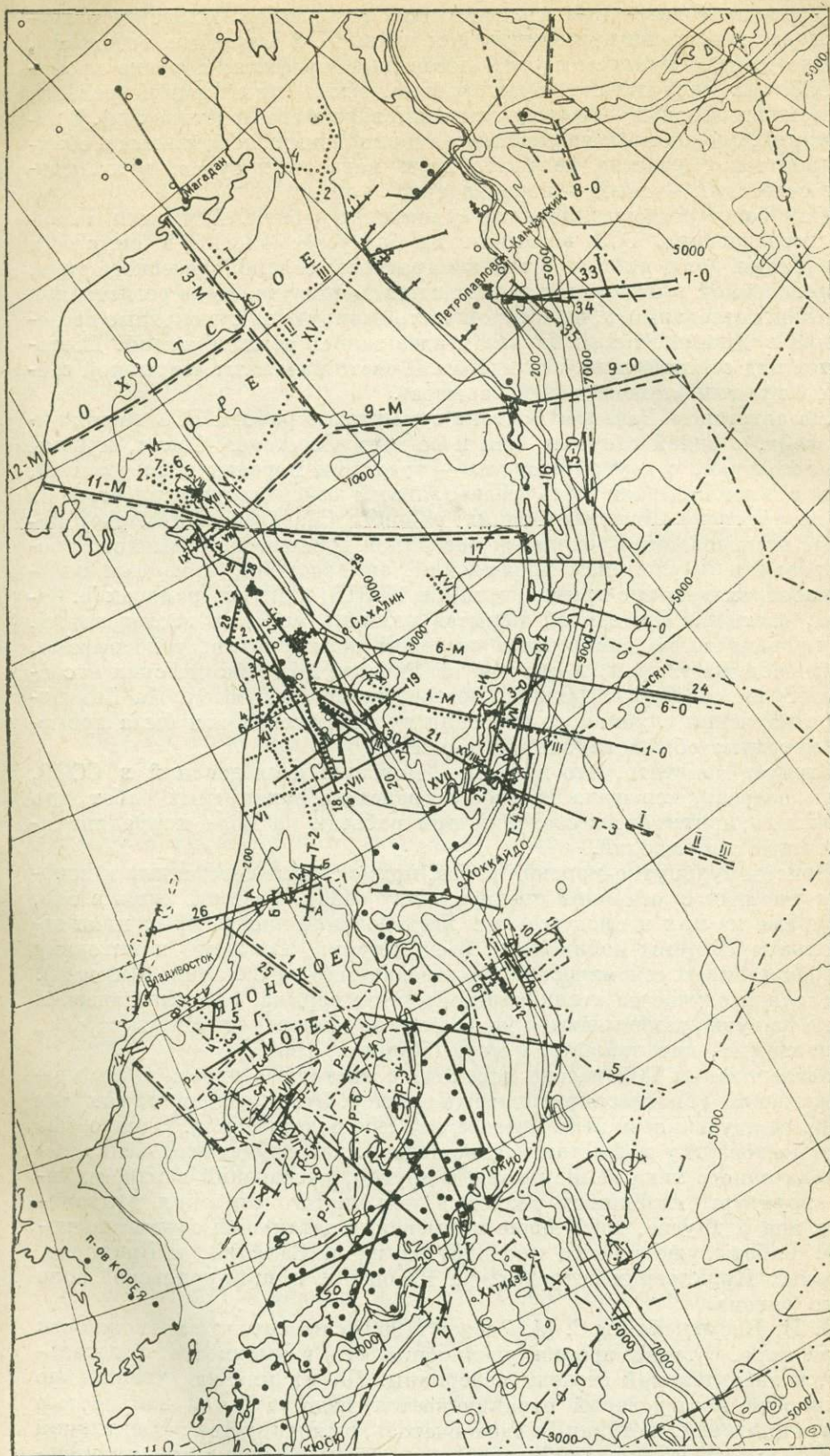
На выбор методики сейсмических исследований влияют не только сейсмогеологические условия района, но и традиции той организации или страны, которые их выполняют.

Советские ученые проводят наземные и морские ГСЗ по достаточно плотным, корреляционным системам наблюдений, включающим в себя









---

*Рис. 2.* Схема сейсмической изученности зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Составили Б. В. Алексеев, И. К. Гарнышев, Л. С. Оскорбин, Л. Г. Кирьянова, А. А. Суворов, С. С. Снеговской, Р. З. Тараканов, И. К. Туезов.  
Редакторы А. А. Попов, И. К. Туезов.

1 — профили ГСЗ; 2 — профили КМПВ; 3 — площадные работы КМПВ; 4 — непрерывное профилирование МОВ с сейсмопрофилографом; 5 — дискретное профилирование МОВ; 6 — непрерывное профилирование МОВ со взрывами; 7 — стационарные сейсмологические станции; 8 — временные сейсмологические станции.



126° 12'                      132°                      138° 8'                      144°

- 1 
- 2 
- 3 
- 4 
- 5 
- 6 
- 7 
- 8 

2—4, нередко 5 встречных и нагоняющих годографов. Японские и американские геофизики применяют, как правило, 2 встречных годографа, нередко один, с пунктом взрыва посередине профиля; морские профили ГСЗ они располагают, как правило, вдоль простирания рельефа (советские геофизики — преимущественно вкрест его простирания). В экспедициях, проводимых японскими и американскими геофизиками, обычно принимают участие не более двух надводных судов, в экспедициях советских ученых — нередко три.

Еще более резко различаются сухопутные работы. В Японии наземные исследования ГСЗ возникли на базе сейсмологии, в силу чего регистрация волн производится аппаратурой сейсмологического типа, распределенной в некоторых точках вдоль маршрута. Идея регистрации промышленных взрывов, на которой часто базируются сухопутные исследования в Японии, также близка к идее записи землетрясений. Поэтому этот вид сейсмических исследований часто называют «взрывной сейсмологией» или «сейсмологией взрывов».

На советском Дальнем Востоке сухопутные работы ГСЗ восприняли в себя, с одной стороны, как и во всем Советском Союзе, приемы сейсморазведки, с другой стороны — традиции морских исследований, которые прокладывали путь региональным сейсмическим работам на Дальнем Востоке. Поэтому в одних районах (Магадан, Приморье) наземные исследования проводятся методикой кусочно-непрерывного профилирования по системам наблюдений, аппаратурой, приемами полевых работ, сходными с применяемыми в КМПВ; в других районах (о. Сахалин, частично Приморье), испытав влияние морских исследований, ГСЗ проводятся по дискретным системам обращенными годографами. Промышленные взрывы, в отличие от Японии, при сейсмических исследованиях на советском Дальнем Востоке не используются. На Камчатке при изучении глубинного строения вулканических зон была применена методика общей глубинной точки.

Следует заметить, что методика морских исследований в СССР, в свою очередь, испытала на себе воздействие сухопутных работ, что проявилось, например, в создании при работах на море корреляционных систем наблюдений.

Приемы сухопутно-морских работ, применяемые советскими и японскими учеными, в основном сходны между собой. Разница лишь в том, что первые из них в процессе этих исследований иногда применяют непродольные системы наблюдений (о-ва Итуруп, Сахалин) и методику пространственных сейсмических зондирований (о-ва Сахалин, Шикотан). В последнем случае на стационарном пункте взрыва, располагающемся обычно на суше, записываются колебания от многих источников взрыва, производимых, как правило, в море (Лившиц, 1968).

Исследования ГСЗ в зоне перехода в настоящее время носят преимущественно рекогносцировочный характер. Это оправданно, так как степень ее изученности этим методом все еще недостаточна. Однако уже сейчас на повестку дня встают такие задачи, как изучение особенностей перехода одного типа земной коры в другой, расслоений верхней мантии, структуры глубинных разломов, глубинного строения вулканических зон и другие, требующие применения детальных систем наблюдений. Работы уже начали проводиться на о. Сахалин, в Приморье, на южных Курильских островах, на Камчатке, в прикурильской зоне Тихого океана.

И. П. Косминская и С. М. Зверев (1969) считают, что возможности ГСЗ на море, с точки зрения увеличения его глубинности и детальности, в значительной степени исчерпаны. По их мнению, увеличение глубинности исследований ограничивается недостаточной дальностью регистрации волн, которая, в свою очередь, лимитируется эффективной чувствительностью, близкой в настоящее время, с точки зрения уров-

ня помех, к предельной. Возможности повышения детальности исследований ограничивает низкая частота сейсмических волн, регистрируемых на море. Преодоление этих трудностей надо искать на пути увеличения интенсивности источника возбуждения, применения при регистрации интерференционных систем для более надежного выделения полезного сигнала на фоне помех и в широком использовании при обработке материалов частотных и динамических особенностей записи. Последнее полезно при исследовании глубинных границ и, в частности, характера слоя, переходного от коры к мантии, при выделении и изучении коро-мантийных блоков и т. д.

Исследования КМПВ по методике работ более стандартизованы, чем работы ГСЗ. Наземные работы преимущественно ведутся прямыми системами из нескольких пунктов взрыва по методике непрерывного профилирования. Разница лишь в том, что в советском секторе длина этих профилей обычно достигает нескольких десятков или даже первых сотен километров, в то время как в Японии их протяженность чаще всего не превышает первых десятков километров.

Работы методом отраженных волн столь же разнообразны, как и исследования ГСЗ. Они проводятся с применением непрерывных и дискретных систем наблюдений, со взрывными и невзрывными источниками возбуждения упругих колебаний, в модификациях наземных и морских исследований. Работы со взрывными источниками размещаются в основном в Охотском секторе и в небольшом объеме — в Японском море, с невзрывными источниками — в Японском море и в приапоновских частях Тихого океана и Филиппинского моря. Первый вид исследований применяется в основном советскими учеными, второй — японскими и американскими. Сейсмопрофилирование с невзрывными источниками в последние годы начинает внедряться также в практику работ советских исследователей.

В табл. 1 приведены объемы региональных работ сейсмическими методами, плотность наблюдений и примерные масштабы съемок в целом для сектора и для отдельных его регионов. Для определения масштабов съемок учитывались только те профили, выполненные методом отраженных волн, которые не совпадают с маршрутами глубинных сейсмических зондирований. В скобках приведен общий километраж и соответственно общая плотность наблюдений МОВ (т. е. с учетом профилей, совпадающих с маршрутами ГСЗ).

Как видно из табл. 1, наибольшая плотность наблюдений ГСЗ достигнута на о. Сахалин и в Татарском проливе, в Курило-Восточно-Камчатской зоне с прилегающей частью Тихого океана и в Японии, а с учетом профилей КМПВ и МОВ по густоте сети наблюдений резко выделяются о. Сахалин и Татарский пролив. При этом, однако, необходимо помнить о плотности наблюдений по профилям, в силу чего при одинаковых масштабах съемок достоверность результатов в разных районах может быть различной. Это, например, относится к Японии, где из-за малой детальности наблюдений методом взрывной сейсмологии достоверность результатов ниже, чем на о. Сахалин и в Курильской зоне, несмотря на примерно одинаковые масштабы съемок.

Сейсмологические исследования в советской части северо-западного сектора зоны перехода осуществляются Сахалинским КНИИ и Институтом вулканологии ДВНЦ АН СССР, а также Тихоокеанской экспедицией Института физики Земли АН СССР (Боровинский и др., 1968). В составе СахКНИИ по состоянию на 1972 г. насчитывается 13 сейсмических станций: «Южно-Сахалинск», «Оха», «Тымовское», «Углегорск», «Курильск», «Малокурильск», «Северо-Курильск», «Южно-Курильск», «Рейдовое», «Уруп», «Симушир», «Матуа», «Онекотан» (см. рис. 2). Первые семь — станции общего типа и предназначены для регистрации как местных, так и удаленных землетрясений, вторые шесть — станции

Таблица 1

Масштабы сейсмических исследований в различных районах северо-западного сектора

Районы	Километраж профилей				Площадь, тыс. км <sup>2</sup>	Километраж профилей на 1000 км <sup>2</sup>				Масштаб съемок	
	ГСЗ	КМПВ	МОВ	Всего		ГСЗ	КМПВ	МОВ	Всего	ГСЗ	с учетом всех профилей
Японское море . . . . .	3 760	—	1 900 (2 650)	5 660	700	5,3	—	2,7 (3,8)	8,1	18 000 000	14 000 000
Япония . . . . .	2 500	300	—	2 800	300	8,3	1,0	—	9,3	14 000 000	12 000 000
Татарский пролив и о. Са- халин . . . . .	3 450	1300	5 000	9 750	360	9,6	3,7	14,0	27,0	10 000 000	7 000 000
Охотское море . . . . .	5 050	—	1 800 (3 900)	6 850	1100	4,5	—	1,6 (3,5)	6,2	21 000 000	18 000 000
Западная Камчатка . . . .	—	700	—	700	60	—	12,0	—	12,0	—	8 000 000
Курило-Восточно-Камчат- ская зона и прилегаю- щая часть Тихого оке- ана . . . . .	6 700	—	300 (1 200)	7 000	720	9,3	—	0,4 (1,9)	9,7	11 000 000	10 000 000
Итого: Японский регион	6 260	300	1 900	8 460	1000	6,1	0,3	1,9	8,5	18 000 000	13 000 000
Охотский регион	15 200	2000	7 100	24 300	2240	7,0	0,9	3,1	11,0	16 000 000	8 000 000
Всего по северо-запад- ному сектору . . . . .	21 460	2300	9 000 (12 750)	32 760	3240						

регионального типа и записывают только местные землетрясения. Сейсмические станции «Южно-Сахалинск», «Оха», «Тымовское» расположены на о. Сахалин, остальные — на Курильских островах. Кроме того, последние несколько лет на о. Сахалин проводятся экспедиционные исследования.

В составе Института вулканологии и Тихоокеанской экспедиции ИФЗ АН СССР действуют 14 сейсмических станций: «Паужетка», «Усть-Большерецк», «Тополово», «Петропавловск», «Семячик», «Ключи», «Козыревск», «Шипунский», «Кроноки», «Озеро», «Крутоберегово», «Авачи», «Апохончич» (Камчатка) и «Никольское» (Командорские острова). Все они, за исключением станции «Петропавловск», относятся к станциям регионального типа и предназначены для регистрации местных землетрясений.

В густонаселенной и промышленно высокоразвитой Японии землетрясения наносят огромный ущерб. Поэтому развитию сейсмологической службы здесь уделяется большое внимание (Special issue..., 1967; Миямура, 1969). В настоящее время в Японии функционирует более 100 сейсмических станций. Многие из них оснащены современной аппаратурой с большим диапазоном частот и усилений, обеспечивающих регистрацию не только местных, но и удаленных землетрясений.

Общим недостатком сети сейсмических станций как на советском Дальнем Востоке, так и в Японии является то, что все они размещены по одну сторону от континентального склона Курило-Камчатского и Японского глубоководных желобов, в пределах которых происходит подавляющее число землетрясений. Морские станции, при помощи которых возможно было бы регистрировать землетрясения по другую сторону от желобов, в настоящее время только начинают внедряться.

## ГРАВИМЕТРИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Наиболее детальные гравиметрические исследования в секторе приурочены к его сухопутным и шельфовым участкам. В Японии их систематически проводит Институт географической съемки с помощью маятниковых приборов, гравиметров «Уорден» и «Северная Америка», в результате чего здесь получены среднемасштабные, а в ряде районов — крупномасштабные карты аномалий силы тяжести. Ошибка измерений силы тяжести составляет  $\pm 1$  мгл (Павлов, 1967; Павлова и др., 1967; Симоненко, Фотиади, 1967; Землянов и др., 1967; Томода и др., 1972; Tsuboi, 1954; Tsuboi et al., 1953, 1954, 1955, 1956; Kanamori, 1963; и др.).

Морские гравиметрические исследования были начаты в зоне перехода в 1928 г. проф. Л. В. Сорокиным (Строев, 1969). Однако наиболее широко они были развернуты лишь после второй мировой войны. Вначале эти исследования проводились преимущественно на подводных лодках с помощью маятниковых приборов и затухенных гравиметров на акваториях Берингова, Охотского и Японского морей, а также у берегов Японии и Алеутской дуги (Гайнанов, 1955; Веселов и др., 1961; Гладун и др. 1963; Kanamori, 1963; Tomoda et al., 1967, 1968), а впоследствии — на подводных судах с помощью набортных устройств. В последние годы как в Советском Союзе, так и за рубежом начали разрабатываться и успешно применяться автоматизированные гравиметры с непрерывной записью силы тяжести (Строев, Пантелеев, 1970; Строев, 1971; 1972).

В результате проведенных исследований в северо-западном секторе зоны перехода выполнен большой объем гравиметрических наблю-

дений. В основном это подводные измерения с морскими маятниковыми приборами и надводные с набортными затухенными гравиметрами. Вместе с тем, несмотря на значительный объем исследований, гравитационное поле северо-западного сектора и прилегающих к нему участков Азиатского континента и Тихого океана изучено далеко не равномерно. Наиболее полно оно заснято в Японии и на ее шельфах, на о. Сахалин и Камчатке, менее детально — в Охотском, Японском морях и в западной части Тихого океана (Туезов и др., 1970а).

## МАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Магнитное поле северо-западного сектора изучается с помощью аэро- и гидромагнитных съемок (рис. 3). Аэромагнитные исследования проводились на Сахалине, Камчатке, Японских островах и в Охотском море. В районе Японских островов при этих исследованиях применялся протонно-прецессионный магнитометр с точностью менее одной гаммы по интенсивности и  $0,1^\circ$  по углу. Профили располагались в основном веером вокруг базовой точки. На Сахалине, Камчатке и в Охотском море аэромагнитная съемка выполнялась с помощью комплексной геофизической станции АСГМ-25 с ориентировкой маршрутов вкрест простирания основных морфоструктур. Высота полетов на о. Сахалин и Камчатке составляла 200 м, в Японии и в Охотском море — около 3000 м (Соловьев 1961; Ривш, 1963а, б; Report on aeromagnetic..., 1966; Matsuzaki, Utashiro, 1968).

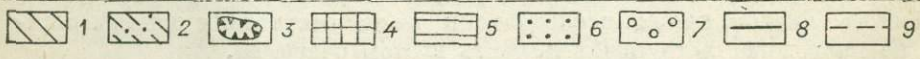
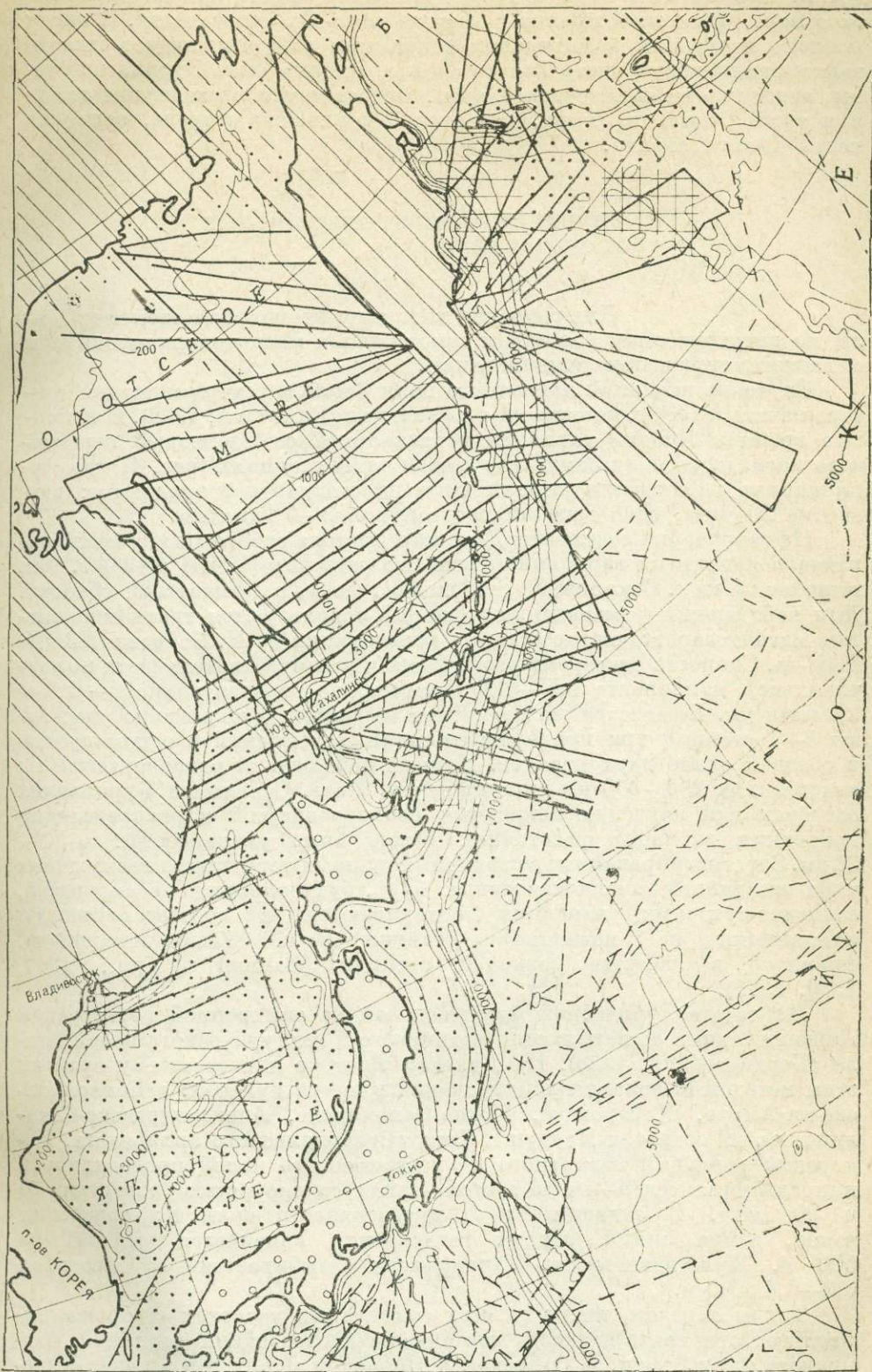
Разработка протонных магнитометров позволила проводить систематические исследования акватории зоны перехода на судах различного класса. Начиная с конца 50-х годов гидромагнитная съемка была выполнена советскими, японскими и американскими геофизиками на акватории Татарского пролива, Японского и Охотского морей и в западной части Тихого океана (Uyeda et al., 1964, 1967; Matsuzaki, 1966; Tomoda et al., 1968; Yasui et al., 1967а, в, 1968с; Красный, 1969, 1970; Кочергин, 1970; Воробьев 1970). Профили располагались преимущественно вкрест простирания основных геоморфологических объектов. В некоторых районах вблизи Японии, на банках Ямато и Богорова Японского моря, в заливе Простор о. Итуруп (Краеный, Кочергин, 1969) проведены детальные гидромагнитные съемки масштаба 1 : 1 000 000 и менее. Крупномасштабная съемка выполнена также на возвышенности Обручева в северо-западном углу Тихого океана. В остальных районах масштаб съемок, как правило, не превышает 1 : 5 000 000. По подсчетам М. Л. Красного (1969) среднеквадратичная погрешность гидромагнитных съемок составляет в среднем  $\pm 50$  гамм.

В результате проведенных аэро- и гидромагнитных исследований детально изучено магнитное поле о. Сахалин, Камчатки и Японских островов. Магнитное поле последних изучается при помощи не только аэромагнитных работ, но и густой сети пунктов абсолютных наблю-

---

*Рис. 3.* Схема изученности магнитного поля Земли в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Составили В. М. Воробьев, Л. Г. Кирьянова, Е. В. Кочергин, М. Л. Красный, И. К. Туезов. Редактор И. К. Туезов.

Площадные съемки: 1 — аэромагнитная (СССР); 2 — аэромагнитная мелкомасштабная (СССР); 3 — аэромагнитная средне- и мелкомасштабная (Япония); 4 — гидромагнитная масштаба 1 : 2 000 000 и крупнее; 5 — гидромагнитная масштаба 1 : 2 000 000 — 1 : 5 000 000; 6 — гидромагнитная съемка масштаба 1 : 5 000 000 — 1 : 7 500 000, 7 — территория с густой (в среднем  $25 \times 25$  км) сетью абсолютных магнитометрических наблюдений. Профильная съемка: 8 — аэромагнитная; 9 — гидромагнитная.



дений. Плотная сеть аэро- и гидромагнитных съемок покрывает Японское море, Татарский пролив и южную часть Охотского моря. К числу неплохо изученных в магнитном отношении районов следует отнести также приапонскую часть Тихого океана, южную часть Курильской зоны, западную часть Алеутской дуги. Недостаточно исследованы северная часть Охотского моря, северные Курильские острова, западная часть Тихого океана.

## ГЛУБИННЫЕ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для изучения характера неоднородностей недр Земли по электрическим свойствам применяются магнитовариационные и магнитотеллурические зондирования.

Изучение вариаций магнитного поля Земли в северо-западном секторе начато в 1961 г. японскими геофизиками (Рикитаки, 1968). В настоящее время в Японии вариации вертикальной составляющей переменного магнитного поля Земли изучаются на 27 станциях (рис. 4), где стационарные наблюдения выполняются по стандартной программе: развертка 20 мм/ч, цена делений вариометров 2—3 гамм/мм.

На территории советского Дальнего Востока работы по изучению характера магнитных вариаций начаты Сахалинским КНИИ в 1964 г. Они выполнены на о. Сахалин, Курильских островах, в Камчатской области. Для наблюдения геомагнитных вариаций используются трехкомпонентные магнитовариационные станции конструкции В. Н. Боброва «ИЗМИРАН-4». Скорость развертки равна 20 мм/ч при чувствительности по вертикальной компоненте 0,5—0,7 гамм/мм, по горизонтальной — 1,5—2,0 гамм/мм. В регистрации магнитных вариаций одновременно участвуют 5—7 станций при продолжительности наблюдений в одном пункте в среднем около двух месяцев. Пункты наблюдений располагаются на расстояниях 200—300 км друг от друга. На о. Сахалин и Курильских островах для изучения локальных неоднородностей в распределении магнитных вариаций расстояния между ними уменьшаются до 20—30 км. Зарегистрированные в различных пунктах территории возмущения типа внезапного начала магнитных бурь, бухтообразных возмущений, солнечно-суточных вариаций сравниваются с соответствующими аномалиями на магнитной станции в г. Южно-Сахалинске, принятой в качестве базисной станции (Ваньян и др., 1968, 1969, 1972).

Магнитотеллурический метод основан на синхронной регистрации горизонтальных составляющих магнитного и теллурического полей Земли (Бердичевский, 1968). На Дальнем Востоке к настоящему времени этим методом выполнены зондирования в шести пунктах: в Комсомольске-на-Амуре, Хабаровске, Южно-Сахалинске, Александровске-Сахалинском, на островах Итуруп и Шикотан Курильского архипелага. Измерения вариаций магнитного и электрического полей проводились в направлениях север—юг и восток—запад со скоростью развертки 20 и 90 мм/ч. В зависимости от интенсивности поля теллурических токов, длина линий для их регистрации изменяется от 200 до 500 м. Чувствительность аппаратуры выбирается в пределах 0,2—1,4 мВ/мм.

Таким образом, почти на всех сухопутных участках северо-западного сектора зоны перехода выполнены исследования вариаций магнитного поля Земли. В Охотском и Японском морях и в западной части Тихого океана таких исследований из-за отсутствия донных станций не проведено, хотя необходимость в этом очевидна.

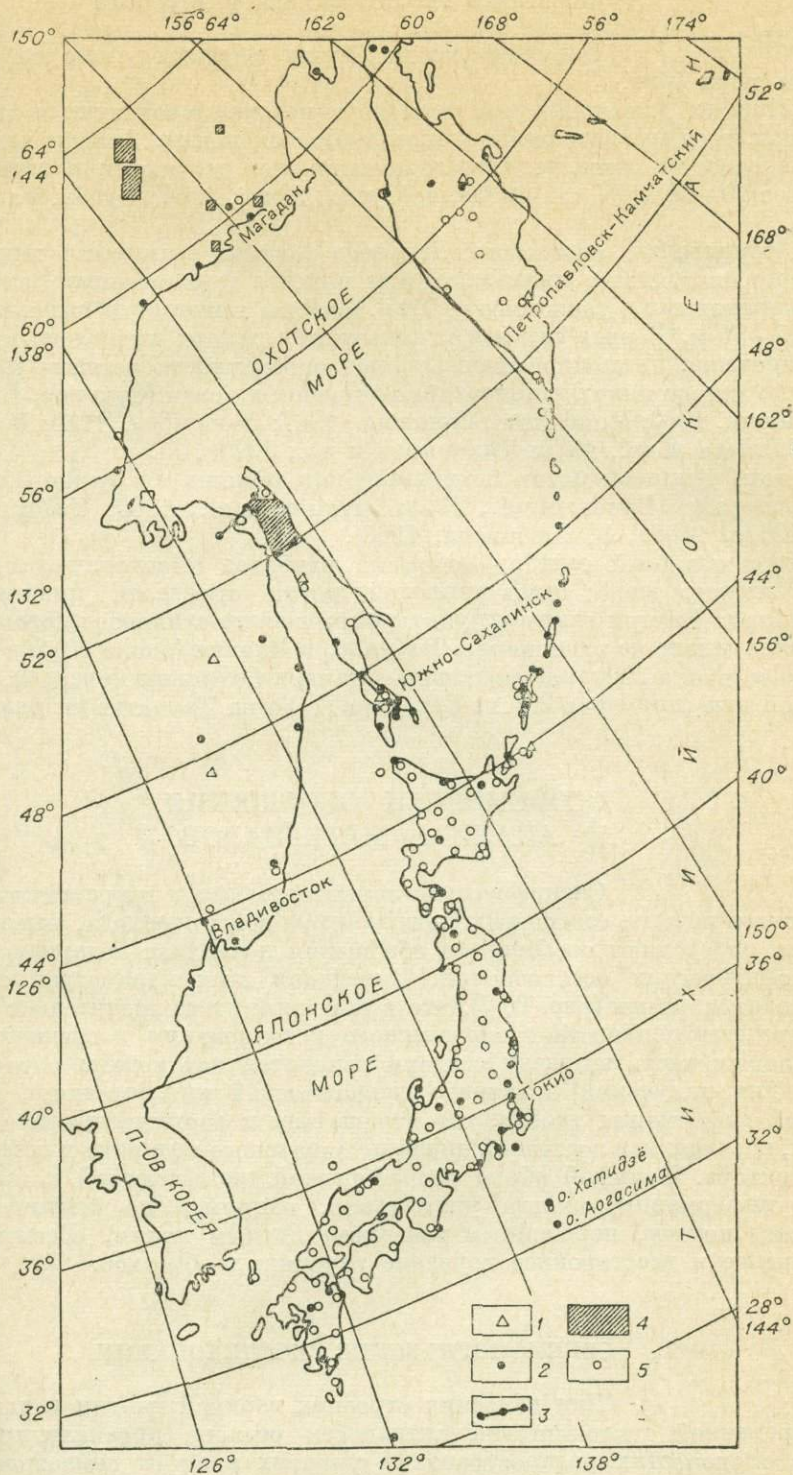


Рис. 4. Схема расположения пунктов глубинных электромагнитных исследований в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Составили Б. Е. Мардерфельд, В. М. Матвеев, Л. Г. Кирьянова, И. К. Туезов. Редактор И. К. Туезов.

1 — пункты глубинных магнитотеллурических зондирований; 2 — пункты глубинных магнитовариационных зондирований; 3 — магнитотеллурическое профилирование; 4 — разведочное магнитотеллурическое зондирование; 5 — пункты наблюдений вековых вариаций магнитного поля.

## ИЗУЧЕНИЕ ТЕПЛОВОГО ПОТОКА ЗЕМЛИ

Тепловой поток Земли изучается как на суше, так и в море (рис. 5).

В Японии для измерений теплового потока используются шахты, скважины, горячие источники в геотермальных полях. Замеры температур в скважинах производятся термисторными датчиками с точностью  $0,1^\circ$  через 10—50 м (Horai, 1964а, в; Uyeda, Horai, 1964; Uyeda, Vacquier, 1968).

На территории советского Дальнего Востока измерения теплового потока производятся в скважинах при помощи термисторных датчиков, отградуированных с точностью  $\pm 0,05^\circ$ . Замеры температур выполняются через 25—50 м. В ряде случаев используются данные производственного термокаротажа. Теплопроводность пород определяется методом Кондратьева или методом двух температурно-временных точек (Сухарев, Барцев, 1965; Поляк, 1966; Моисеенко, Соколова, 1967; Любимова, 1968; Веселов, 1970; Волкова и др., 1970; Тихомиров и др., 1970а, б).

В море тепловой поток измеряется при помощи погружного термоградиентографа (Uyeda et al., 1961; Vacquier et al., 1966; Yasui et al., 1966, 1967с, 1968а, б; Любимова, 1968).

Северо-западный сектор — один из наиболее высокоизученных регионов земного шара; здесь тепловой поток определен примерно в 400 пунктах. Внутри сектора пункты определения теплового потока распределены далеко не равномерно. Их много в Японии (около 50) и в Японском море (около 200) и значительно меньше в Охотском море (56), в Курильской зоне (примерно 20), на Сахалине (15) и на Камчатке (не более 10).

## ОСОБЕННОСТИ ОБОБЩЕНИЯ И АНАЛИЗА МАТЕРИАЛОВ

Специфические черты строения и современного тектонического режима северо-западного сектора зоны перехода, как и зоны в целом, определяют особенности обобщения и анализа материалов геолого-геофизических исследований. Изменения этих параметров обычно тесно взаимосвязаны (рис. 6, 7), что в конечном итоге значительно повышает представительность геологического истолкования последних. Так как большая часть площади сектора находится под водами окраинных морей, для получения критериев геологической интерпретации геофизической информации необходимо обращаться к соответствующим материалам, касающимся восточной окраины Азиатского материка и островной суши сектора. Большой объем разнообразной геологической и геофизической информации, иногда уникальной, например по сейсмичности, тепловому потоку, переменным электромагнитным полям, обеспечивает комплексное и всестороннее изучение глубинных объектов.

## СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для изучения строения верхней мантии и характера современной тектонической активности региона проанализированы данные о скоростях распространения упругих волн от землетрясений, их затухании и экранировании, а также особенности распределения эпицентров землетрясений по картам, составленным В. П. Семакиным. Методика изучения скоростного разреза верхней мантии, затухания и экранирования волн от землетрясений подробно описана в литературе, поэтому здесь мы остановимся лишь на некоторых вопросах составления упомянутых карт эпицентров землетрясений.

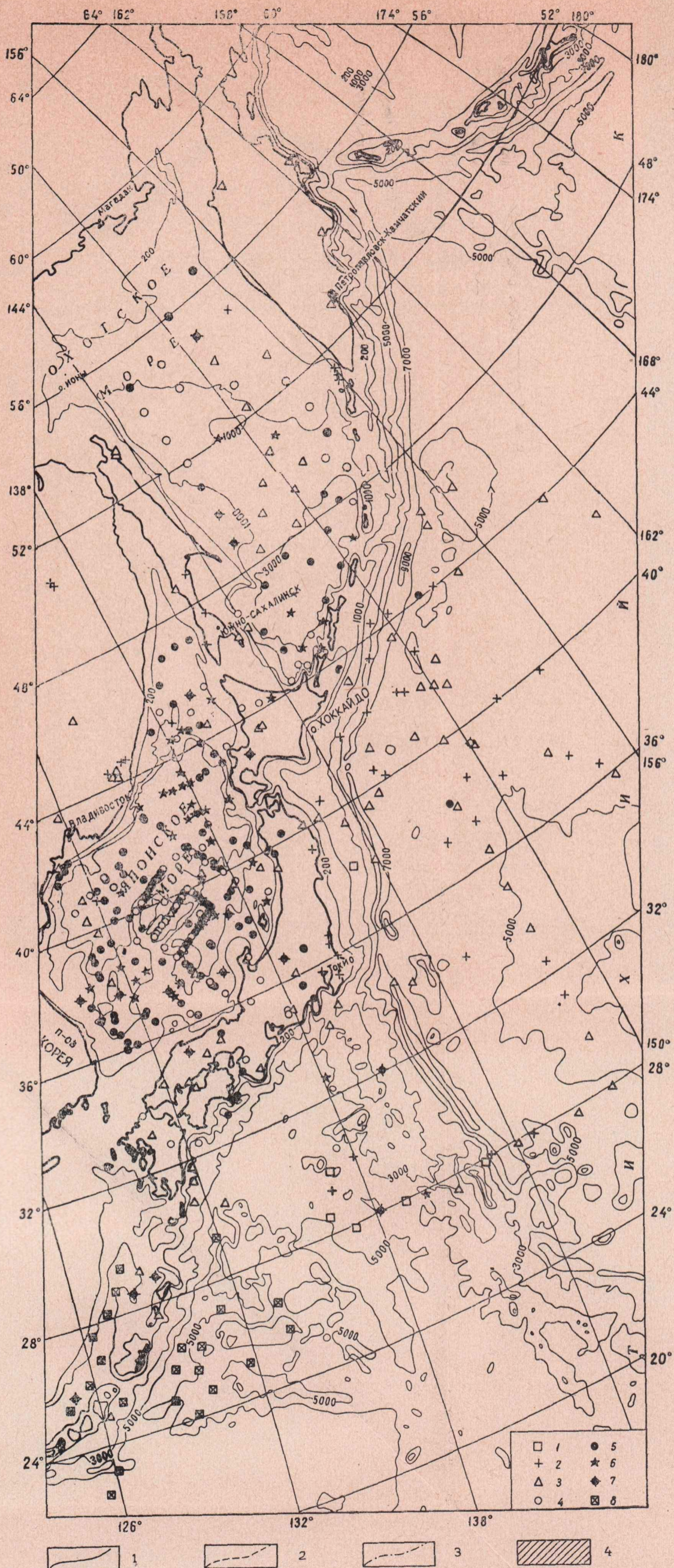


Рис. 5. Схема изученности теплового потока Земли в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану (в единицах теплового потока,  $1 \text{ ТПЕ} = 1 \cdot 10^{-6} \text{ кал/см}^2 \cdot \text{с}$ ). Составили О. В. Веселов, Л. Г. Кирьянова. Редактор И. К. Туезов.

1 — 0 — 0,5; 2 — 0,51 — 1,0; 3 — 1,01 — 1,5; 4 — 1,51 — 2,0; 5 — 2,01 — 2,5; 6 — 2,51 — 3,0; 7 — 3,01; 8 — неопубликованное.

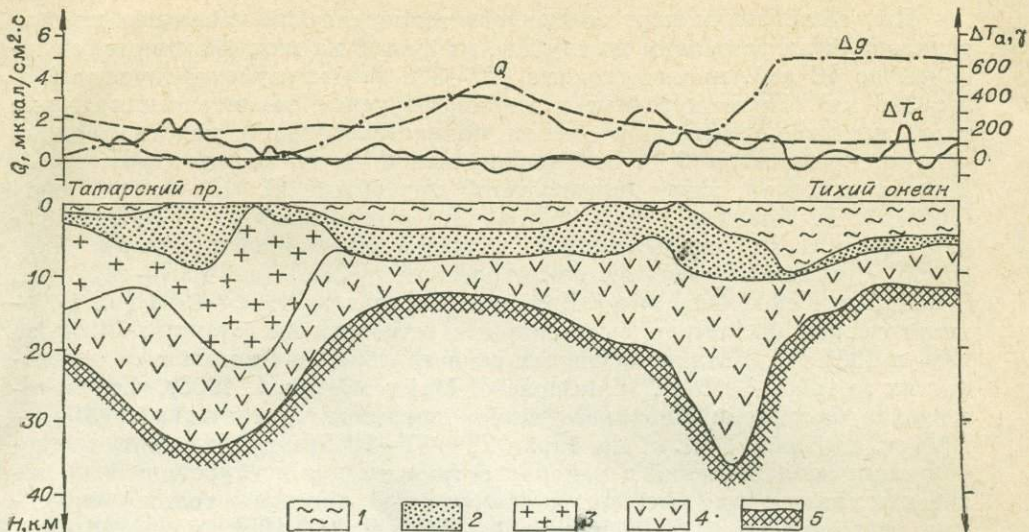


Рис. 6. Сводный геофизический разрез (по И. К. Туезову, 1969).

Слой: 1 — водный; 2 — осадочный; 3 — гранитный; 4 — базальтовый; 5 — поверхность Мохоровичича.

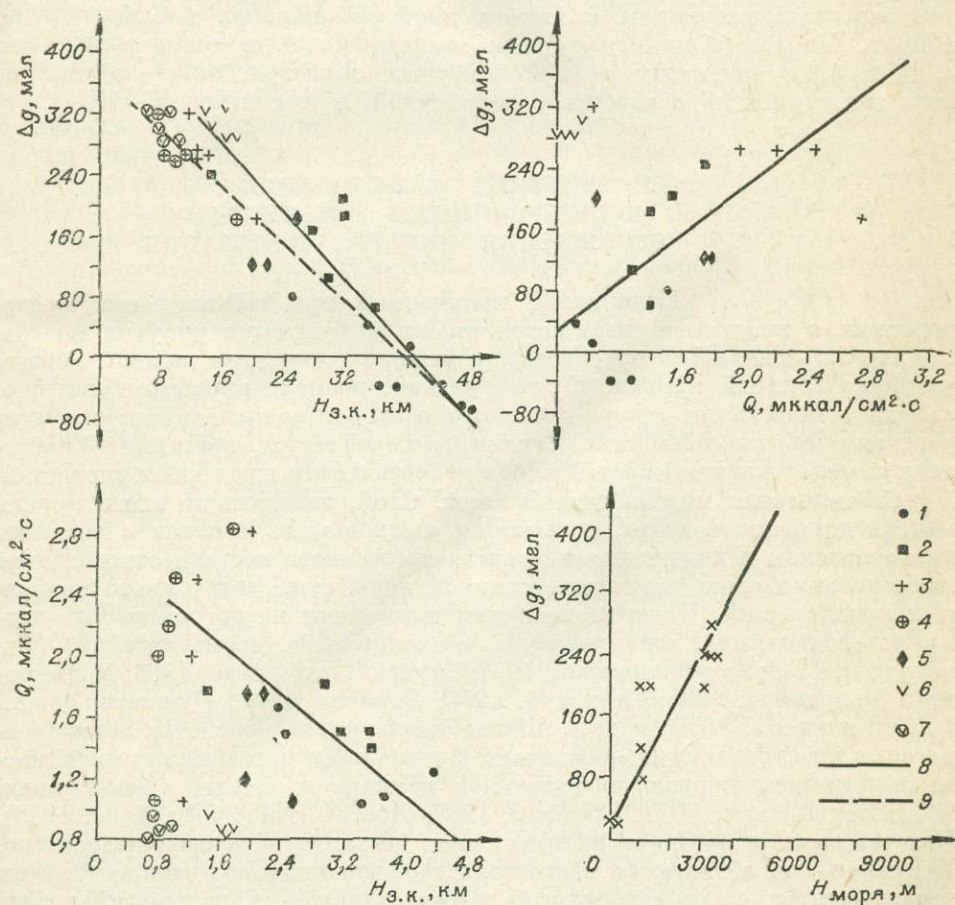


Рис. 7. Графики корреляции. Составил И. К. Туезов.

1 — районы с континентальным типом коры; 2 — островные дуги; 3, 4 — глубоководные впадины (3 — со слоем воды, 4 — без слоя воды); 5 — подводные возвышенности; 6, 7 — глубоководные желоба (6 — со слоем воды, 7 — без слоя воды); 8, 9 — усредняющие линии (8 — без учета слоя воды, 9 — с учетом слоя воды).

При составлении карт эпицентров землетрясений последние предварительно были разделены по глубине их очагов на мелкофокусные (с глубиной до 70 км), промежуточные (70—300 км) и глубокофокусные (более 300 км). Промежуточные и глубокофокусные землетрясения, кроме того, классифицированы с учетом полиастеносферной модели верхней мантии, предложенной Р. З. Таракановым и Н. В. Левым (1967, 1969). Для составления карт использованы материалы В. Н. Аверьяновой (1968), А. В. Горячева и др. (1968), С. Л. Соловьева и др. (1967), Р. З. Тараканова и С. Л. Соловьева (1968), а также Атлас землетрясений в СССР (1962), Бюллетени сильных землетрясений в СССР за 1957—1961 гг., Сейсмологические бюллетени Дальнего Востока за 1962—1968 гг., Сейсмологические бюллетени сети опорных сейсмических станций СССР за 1966 и 1967 гг., Каталог основных землетрясений в Японии и ее окрестностях за 1926—1956 гг. (Catalogue of Major Earthq..., 1958), Сейсмологические бюллетени Японского метеорологического агентства за 1957—1968 гг. (Seismol. Bull. of the Japan..., 1957—1968) и др. На карту мелкофокусных землетрясений в районах островных дуг и глубоководных желобов в связи с их высокой сейсмичностью нанесены только эпицентры землетрясений с магнитудой  $M \geq 5$  (с 1951 по 1968 г.). На остальной территории изображены мелкофокусные землетрясения с  $M \geq 4$  с начала инструментальных наблюдений по 1968 г. Для построения карт эпицентров промежуточных и глубокофокусных землетрясений использованы материалы с начала инструментальных наблюдений по 1968 г. На карту промежуточных землетрясений нанесены эпицентры с  $M > 4$ , а на карту глубокофокусных землетрясений — эпицентры всех землетрясений с известной магнитудой, в том числе  $M < 4$ .

#### СЕЙСМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ С ИСКУССТВЕННЫМИ ИСТОЧНИКАМИ ВОЗБУЖДЕНИЯ УПРУГИХ КОЛЕБАНИЙ

Материалы, полученные при сейсмических исследованиях с искусственными источниками возбуждения упругих колебаний, использовались в основном для изучения строения земной коры и частично верхней мантии. С этой целью проанализированы некоторые модели земной коры северо-западного сектора, волновая картина, возрастная привязка сейсмических границ, а также составлена серия сейсмических разрезов, карт мощностей коры и ее слоев и схем граничных скоростей.

**Сейсмическая модель земной коры.** Слой, залегающий выше кровли консолидированной коры, называется «осадочным». В связи с большим разнообразием и подчас неясностью вещественного состава относительно наименования слоев консолидированной коры существует много различных предложений. Чаще всего к ним применяют петрографические термины: «гранитный», «сиалитический», «базальтовый», «симатический» (Виноградов, 1959; Аксенович и др., 1962; Гурарий, Соловьева, 1963; Маловицкий, Непрочнов, 1966; Соллогуб, 1967; Борисов, 1967; Пушкарев и др., 1968; Рикитаки, 1970; и др.). Желая подчеркнуть неясность вещественного состава, их иногда обозначают буквенными или цифровыми символами или ограничиваются указанием величин скоростей (Деменицкая, 1967; Косминская, 1968; Косыгин, 1969; Дрейк, Нэф, 1970; Хейс, 1970). Каждое из этих обозначений имеет свои достоинства и свои недостатки. Учитывая это, а также то обстоятельство, что наиболее распространены названия этих слоев «гранитный» и «базальтовый», в настоящей работе к ним применяются именно эти термины. Для того, чтобы подчеркнуть условность их и тот факт, что в основе выделения соответствующих им слоев лежат в основном значения скоростей, а не петрографический состав, по-видимому, целесообразно ввести дополнительное определение

«сейсмический» и соответственно называть эти слои «гранитный сейсмический слой», «базальтовый сейсмический слой». Эту оговорку следует распространить и на осадочный слой.

Вопросы моделирования земной коры северо-западного сектора зоны перехода рассматривали И. П. Косминская и др. (Строение земной коры..., 1964) и И. А. Соловьева (Марков и др., 1967). Земную кору Охотского региона они разделяют на две неравные части: осадочный слой и консолидированную (Косминская и др.) или кристаллическую (Соловьева) кору. Допуская наличие гранитного и базальтового слоев, они их при своих построениях чаще всего не выделяют, так как из-за малой детальности наблюдений 1957—1958 гг., на материалах которых они основывают свои выводы, поверхность Конрада в Охотском море практически не прослежена. Однако материалы исследований в эти же годы на территории к северу от Магадана, а также в последующие годы на Сахалине, в Татарском проливе, в Приморье и в Японии свидетельствуют о том, что в районах с корой континентального типа поверхность Конрада имеет в принципе такой же характер, как и в других частях земного шара с аналогичным строением коры. Поэтому в настоящей работе консолидированная кора северо-западного сектора дополнительно подразделяется на гранитный и базальтовый слои со средними значениями скоростей 5,6—6,3 и 6,4—7,7 км/с соответственно.

Применительно к рассматриваемому вопросу необходимо также остановиться на проблеме проведения границы между осадочным и гранитным слоями.

И. П. Косминская и др. (Строение земной коры..., 1964) к консолидированной коре и соответственно к верхней части гранитного слоя относят породы со скоростями 5,0 км/с и в ряде случаев менее. Как будет показано ниже, скорости 5,0 км/с и, иногда, 5,5 км/с характерны для верхнемеловых и даже третичных слабометаморфизованных или неметаморфизованных осадочных отложений, которые трудно рассматривать как относящиеся к консолидированной коре или к гранитному слою. Учитывая также тот факт, что в практике сейсмических работ в Советском Союзе и за рубежом наиболее часто в гранитный слой включаются породы со скоростями более 5,5 км/с, целесообразно, как это делает И. А. Соловьева (Марков и др., 1967), все породы со скоростями до 5,5 км/с включительно отнести к осадочному сейсмическому слою (Tuzezov et al., 1968).

**Волновое поле.** Детальная характеристика волнового сейсмического поля северо-западного сектора зоны перехода приводится в многочисленных работах, посвященных описанию результатов сейсмических исследований в отдельных его районах (Строение земной коры..., 1964; Ковылин, 1966; Ковылин и др., 1966; Телегин и др., 1968; Милашин и др., 1968, 1970а, б; Береснев, Ковылин, 1969, 1970; Снеговской, Неверов, 1970; Суворов и др., 1970; Аргентов и др., 1971; Глубинное сейсмическое зондирование..., 1971; Лившиц и др., 1971а, б; Туезов, Жильцов, 1972; Hashizume et al., 1966, 1968; Research Group..., 1951, 1953, 1954, 1956, 1958, 1959, 1961, 1966), что значительно облегчает нашу задачу.

По кинематическим и динамическим особенностям однократные сейсмические волны разделяются на четыре группы, обозначаемые индексами:  $P^{oc}$ ,  $P^0$ ,  $P^*$  и  $P_m$ . Их параметры приведены в табл. 2.

При рассмотрении табл. 2 следует иметь в виду, что приводимые в ней данные в основном относятся к преломленным волнам. Исключением является графа о количестве волн, а также сведения об областях прослеживания и частоте группы  $P^{oc}$ , в которых учтены параметры отраженных волн. В таблице приведены средние данные; фактический их разброс значительно больше. Последнее в первую очередь относится к сведениям о кажущихся скоростях и коэффициентах затухания.

Наиболее сложна и многочисленна группа  $P^{oc}$ . Это связано с тем,

Характеристика групп волн

Индекс групп- пы	Слой или границы, к которым приуро- чены волны	Кажую- щиеся скорости прелом- ленных волн, км/с	Области про- слеживания, км	Количество волн в группе		Частота, Гц		Коэффициент затухания, 10 <sup>-5</sup> м <sup>-1</sup>
				отра- жен- ных	пре- лом- ленных	суша	море	
$P^{oc}$	Осадочный	1,7—6,0	До 15—20	15—30	2—10	10—40	5—7	4—10
$P^0$	Гранитный	5,0—7,0	30—170	4—5	1—2	8—13	4—6	3—6
$P^*$	Базальтовый	6,0—7,8	40—140	4—7	1—2	8—13	4—6	2—4
$P^M$	Поверхность М	7,4—9,4	30—200	1—3	1—2	8—10	4	1—2

что 1) осадочный слой сложен в основном слоистыми образованиями, строение которых резко изменяется в пространстве, и 2) для изучения этого слоя применяются детальные системы наблюдений, основанные на регистрации преимущественно высокочастотных колебаний. Наибольшее количество волн этой группы отмечается в Татарском проливе, на Северном Сахалине, Камчатке, во впадине Дерюгина, в Южно-Охотской глубоководной котловине и некоторых других районах Охотского моря, в Курильской зоне. Вряде районов (западная часть Татарского пролива, залив Терпения о. Сахалин, Южно-Охотская глубоководная впадина, центральная часть Охотского моря) отраженные волны этой группы разделяются на две пачки (рис. 8). Первая из них прослеживается на малых временах и характеризуется сравнительно большим числом волн с вертикальными осями синфазности, хорошо коррелирующимися по площади. Отличительная особенность второй пачки волн, регистрирующейся после первой, — наклонное и несогласное положение их осей по отношению к осям синфазности первой пачки отраженных волн. Отличаются они от последней также сравнительно небольшим количеством, незначительной интенсивностью и плохой коррелируемостью отражений по площади. В кровле этой пачки волн на юге Татарского пролива, в заливе Терпения, в Южно-Охотской и Центральной Япономорской глубоководных впадинах прослеживается опорное отражение, оригинальный рисунок которого позволяет его опознавать через разрывы в корреляции и при дискретном профилировании.

Верхняя пачка отраженных волн в свою очередь делится еще на две части, отличающиеся друг от друга количеством отражений и их протяженностью; то и другое больше у отраженных волн, прослеживающихся на малых временах. Количество отражений и их протяженность в нижней части этой пачки, как правило, меньше вплоть до их отсутствия.

В составе группы  $P^{oc}$  выделяется также большое количество преломленных волн. Значительное их количество (8—10) прослеживается на Северном Сахалине при работах КМПВ. В большей своей части они, по-видимому, являются рефрагированными, так как их годографы непараллельны друг другу и имеют форму, близкую к гиперболической. При работах ГСЗ вследствие применения более низких частот и менее детальных систем наблюдений, чем при работах КМПВ, число преломленных волн обычно уменьшается до 1—3 (рис. 9, 10). Как при исследованиях КМПВ, так и при исследованиях ГСЗ наиболее выдержаны по площади волны со скоростями 4,5—5,5 км/с. Они, за редким исключением, прослеживаются почти во всех районах описываемой территории.

Группа  $P^0$ , представленная в основном преломленными или рефрагированными волнами (см. рис. 9, 10), прослеживается повсеместно. Она отсутствует в глубоководных впадинах Охотского и Японского морей, в Курильской зоне, а также в западной части Тихого океана. На остальных участках ее отличает четкий характер и большие зоны прослеживаемости в первых вступлениях. Исключением является Татарский

пролив, для которого характерна нечеткая граница этой группы с группой  $P^{oc}$ . Кажущиеся скорости волн группы  $P^0$ , как правило, заметно возрастают с расстоянием, что свидетельствует о градиентном характере скоростного разреза гранитного слоя. В связи с достаточно отчетливой формой записи, при расшифровке волновой картины эта группа часто принимается в качестве опорной.

Группа волн  $P^*$ , в отличие от групп  $P^{oc}$  и  $P^0$ , прослеживается всюду. Она выделяется преимущественно в последующей части записи; области прослеживания ее в первых вступлениях, как правило, малы. Представлена группа преломленными и отраженными волнами (см. рис. 9, 10). По сравнению с волнами предыдущих групп они менее четкие и соответственно прослеживаются по площади менее уверенно. Особенно слабой интенсивностью и нечеткими вступлениями они характеризуются в центральной и северной частях Охотского моря. Наиболее уверенно эти волны прослеживаются в глубоководных впадинах Охотского и Японского морей, в Курильской зоне, на Сахалине и в западной части Тихого океана.

Венчается волновое поле группой  $P^M$ , которая, как и группа волн  $P^*$ , выделяется повсеместно и представлена как отраженными, так и преломленными волнами (см. рис. 9, 10). Преломленные волны этой группы отличаются небольшими амплитудами и прослеживаются преимущественно в первых вступлениях. В последующей части записи имеют место закритические отраженные волны, характеризующиеся, как правило, значительными амплитудами. В ряде районов (Приморье, Камчатка) при применении группирования и непрерывного или кусочно-непрерывного профилирования выделяются докритические отраженные волны. В большинстве районов волны группы  $P^M$  прослеживаются достаточно уверенно и поэтому наряду с волнами группы  $P^0$  при интерпретации принимаются за опорные. Только в центральных и северных участках Охотского моря эта группа представлена закритическими отражениями.

Анализируя волновое поле, нетрудно убедиться, что тем или иным районам зоны перехода присущ вполне определенный набор волн с характерными для них временами регистраций, формой записи, интенсивностью и т. д. Районы с континентальным и субконтинентальным типами строения земной коры (Япония, Сахалин, центральная и северная части Охотского моря, Камчат-

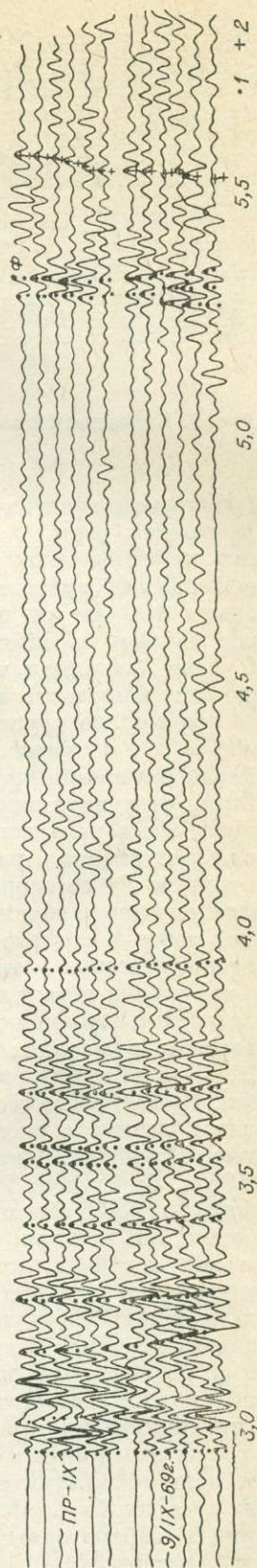


Рис. 8. Сейсмограмма МОВ. Западный борт Южно-Охотской глубоководной впадины. 1 — отражение первой пачки; 2 — опорное отражение.

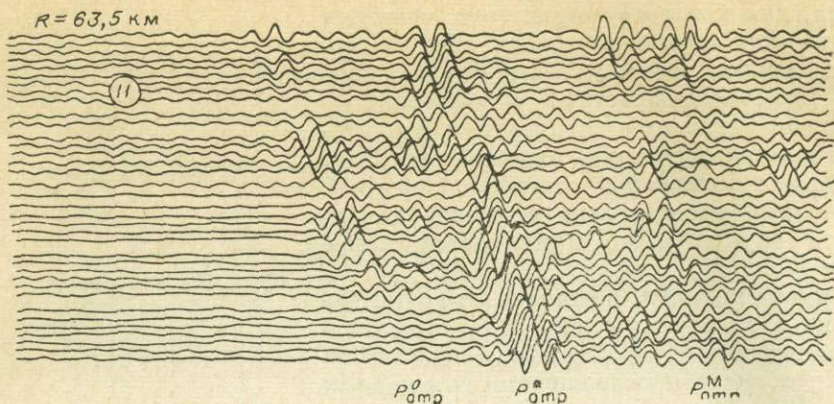


Рис. 9. Камчатка. Сейсмограмма ГСЗ. Фильтрация ОК-10БК (0—10 Гц),  $Q=4000$  кг.

ка, Курильская зона, а также прилегающая к северо-западному сектору восточная часть Азиатского материка) содержат, как правило, все типы перечисленных волн. Они характеризуются сложной записью и значительными временами регистрации, составляющими 19—20 с на расстоянии 100 км от пункта взрыва. Главная особенность волнового поля районов с океаническим и субокеаническим типами строения земной коры (западная часть Тихого океана, глубоководные впадины Охотского и Японского морей, Средние Курильские острова) — отсутствие в его составе группы волн  $P^0$ . Отличается оно от волнового поля районов с континентальным и субконтинентальным типами земной коры также меньшими временами регистрации волн (13—17 с на расстоянии 100 км от пункта взрыва) и четкой формой записи группы волн  $P^*$ , которая играет здесь роль первой опорной группы волн. Изменяются волновые поля и от района к району. Например, в Японии слабо представлены волны группы  $P^{oc}$  со скоростями более 4,5 км/с, для Сахалина характерны значительные величины скоростей почти всех групп волн, для Курильской зоны — отсутствие группы волн  $P^0$ , для Южно-Охотской глубоководной впадины — наличие в составе группы волн  $P^{oc}$  примерно такого же набора отраженных волн, как и в районах с континентальным типом строения земной коры и т. д.

**Скорости в породах и возрастная привязка сейсмических границ.** В табл. 3—7, по материалам Сахалинского, Камчатского, Северо-Восточного, Приморского геологических управлений и частично СахКНИИ, приводятся данные о скоростях горных пород различного возраста для Сахалина, Камчатки, Нижне-Анадырской впадины и Приморья (Скорикова, 1965а, б; Туезов, 1969 в — ж).

Скорости распространения упругих волн в породах определялись в основном при полевых и каротажных измерениях, а на о. Сахалин и Курильских островах, кроме того, в лабораторных условиях методом прозвучивания в трех взаимно перпендикулярных направлениях, а также под давлением 4000—10 000 атм (Скорикова, 1970). Из значений скоростей, определенных в трех направлениях, для анализа использованы данные об их величинах вдоль напластований пород, так как они в наибольшей степени соответствуют граничным скоростям. Возрастная датировка преломляющих горизонтов выполнялась путем привязки к разрезам буровых скважин и к обнажениям горных пород. В небольшом объеме проведены параметрические замеры на выходах последних. Большую помощь в стратификации сейсмических горизонтов оказали измерения скоростей в лабораторных условиях, с которыми сравнивались данные полевых наблюдений.

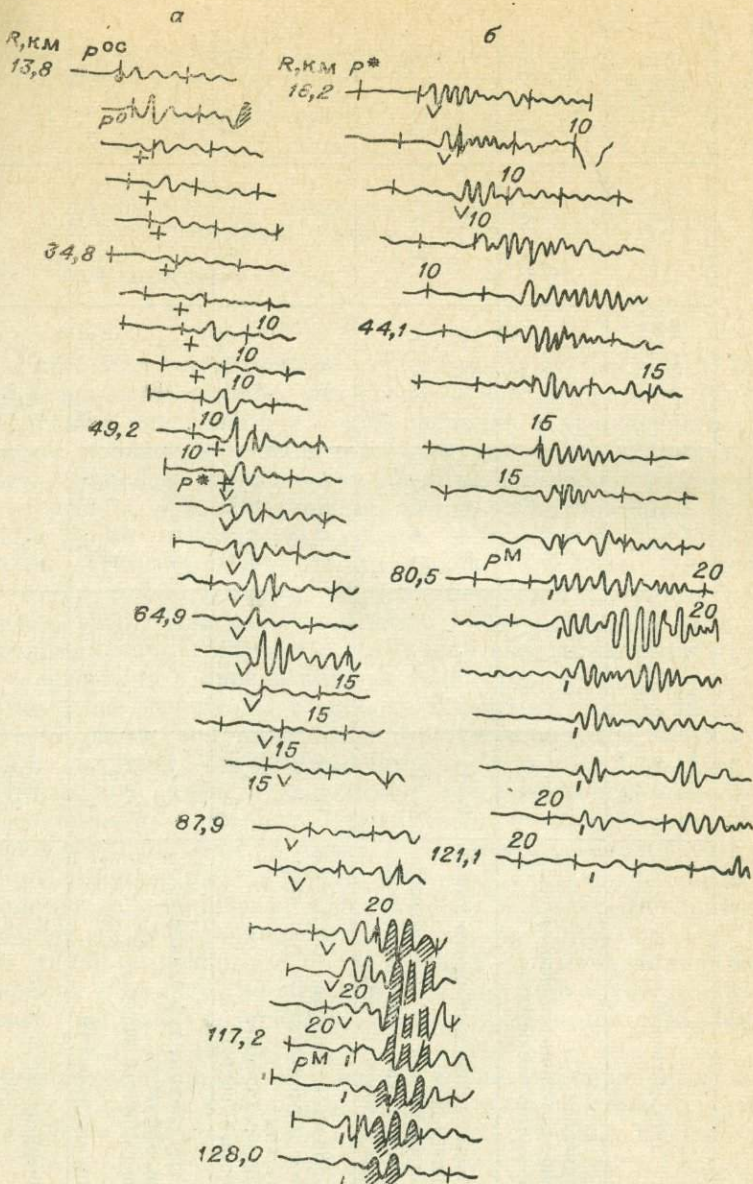


Рис. 10. Монтажи воспроизведенных записей, полученных подводными станциями (Глубинное сейсмическое зондирование..., 1971).

а — Татарский пролив, пр. 30; б — глубоководная впадина Японского моря, пр. 26. Фильтрация 1—1 нч. (2—7 Гц). Цифры на сейсмограммах — время, с (деление соответствует 1 с).

Из данных, приведенных в табл. 3—7, следует, что в кайнозойских породах величины скоростей изменяются, как правило, от 1,6 до 4,3—4,5 км/с, достигая в отдельных случаях 4,8—5,1 км/с; в мезозойских отложениях — от 4,0—4,5 до 5,0—5,5 км/с; в палеозойско-докембрийских образованиях — 5,6—6,5 км/с, иногда уменьшаясь до 5,0 км/с (о. Сахалин) или увеличиваясь до 7,7 км/с (Нижне-Анадырская впадина).

В соответствии с особенностями описанной выше волновой картины осадочный сейсмический слой северо-западного сектора зоны перехода разделяется на две толщи: верхнюю и нижнюю. В верхней содержится значительное количество субгоризонтальных отражающих границ. Ниж-

Таблица 3

Скорости в породах Сахалина, км/с

Районы	Возраст	Литологический состав	Мощность, км		Граничная скорость по данным КМПВ	Скорость по лабораторным определениям	Пластовые скорости	Средние скорости
			по геологическим данным	по сейсмическим данным				
Северный Сахалин	Палеозой (?) Верхний мел Кайнозой	Не установлен Осадочно-эффузивные образования Песчано-глинистые породы	—	5—6(?)	5,7—6,5	—	—	3,5—3,9
			—	?	4,5—5,7	—	3,9—4,9	3,8
			—	6—19	1,6—5,0	—	2,6—4,3	1,8—3,2
Западный Сахалин	Верхний мел	Терригенные отложения многоосипклинального типа	7—11	—	5,1—5,5	5,1	—	—
	Кайнозой	Прибрежно-морские и континентальные (палеоген), осадочно-вулканогенные (неоген) породы	8—9	—	1,8—5,0	2,7—5,0	1,9—4,1	2,8—3,8
Тынь-Поронайская депрессия	Мезо-палеозой	Метаморфические, кремнисто-известковые и глинистые сланцы, туфы, эффузивы	Более 0,3	—	5,0—6,0 До 7,4	6,0	—	—
	Верхний мел Кайнозой	Эффузивно-осадочные Песчаники, алевроиты	— 2,5—3,0	— 2—3	4,0—4,8 2,3—3,6	5,1 2,6—3,4	3,8 1,9—3,3	2,0 1,7—2,0
Сусунайская депрессия	Мезо-палеозой	Глинистые сланцы, туфогенные песчаники, эффузивы	—	—	5,6—6,0	—	—	—
	Верхний мел	Песчано-глинистые породы	Более 1,5	—	4,0—4,3	4,2—5,6	—	—
	Кайнозой	Песчаники, алевролиты	2,5—3,3	2—5	2,7—3,7	2,8—4,8	—	1,6—2,4
Сусунайский хребет	Палеозой	Метаморфические породы	Более 3—5	5	5,6—6,0	5,6—6,0 До 7,1	—	4,0—4,6
	Неоген	Осадочные породы	—	—	—	3,6—4,1	—	—

Скорости в породах Нижне-Анадырской впадины и прилегающих районов, км/с

Возраст	Литологический состав	Мощность по данным КМПВ, км	Граничная скорость по данным КМПВ	Средняя скорость до подошвы слоя
Третичные	Осадочные породы	2,4	2,4—3,5	2,45
Мезозой	Песчано-глинистые образования	1,8—3,2	3,5—5,8	2,48—2,88
Палеозой	Эффузивно-осадочные образования	1,0	5,6	3,35
Докембрий	Кристаллические породы	—	7,6—7,7	—

няя толща обеднена отражающими горизонтами, но наклонены они, как правило, значительно сильнее, чем границы верхней толщи. По отношению к последним они залегают в ряде районов с угловым несогласием. Иногда в их кровле прослеживается опорный отражающий горизонт. В некоторых районах отражающие границы в нижней толще из-за ее сложного строения или особенностей методики наблюдений не зарегистрированы. Кроме отражающих границ в разрезе осадочного сейсмического слоя регистрируются преломляющие горизонты со скоростями 1,8—5,5 км/с, число которых иногда (Северный Сахалин) достигает 8—10 (Сычев, 1966). Наиболее уверенным и протяженным среди них является преломляющий горизонт с граничной скоростью в среднем 4,5—5,5 км/с, залегающий в кровле нижней толщи или вблизи нее. Учитывая приведенные выше материалы о скоростях сейсмических волн в породах различного возраста, верхняя толща отождествляется с кайнозойскими отложениями, нижняя — с мезозойскими, т. е. в целом возраст осадочного сейсмического слоя определяется как мезозойско-кайнозойский. Эти же материалы о скоростях упругих волн в горных породах позволяют возраст верхней части гранитного сейсмического слоя (верхней части консолидированной коры) предположительно считать палеозойским и в ряде районов докембрийским. Необходимо, однако, оговориться, что эти определения в достаточной степени условны. На самом деле возраст указанных толщ осадочного слоя и верхней части консолидированной коры от района к району, по-видимому, сильно варьирует. К уточнению этих вопросов мы будем возвращаться в дальнейшем при описании строения того или иного участка.

**Построение схем мощностей.** Способы обработки первичных материалов, включая построение разрезов, применяемые советскими исследователями, подробно описываются в литературе, ссылки на которую при-

Таблица 5

Скорости в породах Западной Камчатки, км/с

Возраст	Литологический состав	Мощность по данным КМПВ, км	Граничная скорость по данным КМПВ	Средняя скорость до подошвы слоя по данным сейсмокартажа
Неоген	Песчано-глинистые породы	1,2—1,8	2,2—3,8	3,0—3,2
Палеоген	Песчано-глинистые, туфы, эффузивы	1,6—2,0	4,0—5,1	3,5—3,6
Третичные	Песчаники, аргиллиты, конгломераты, туфы, эффузивы	3,0—3,5	2,2—5,1	3,5—3,6
Мезо-палеозой (фундамент)	Песчаники, аргиллиты, глинисто-сланцевые, кремнистые породы, филлиты, туфы, эффузивы	Более 10 *	5,0—6,0	

\* По данным геологической съемки.

Скорости в породах Восточной Камчатки, км/с

Возраст	Литологический состав	Граничная скорость по данным КМПВ	Мощность по данным КМПВ, км	Средняя скорость до подошвы слоя по данным сейсмокаротажа
Четвертичные	Песчаники, пески, эффузивные и пирокластические породы	—	0,1—0,5	1,8—2,0
Третичные	Флищоидные, осадочные, эффузивно-туфогенные образования	3,0—4,9	10—14 *	1,8—3,5

\* По геологическим данным.

водятся в разделе «Волповое поле» настоящей главы. Поэтому здесь останавливаться на этих вопросах не будем.

Несколько отличные способы обработки этих материалов применяют японские геофизики. При корреляции волн они обычно отмечают их качество. Вступления волн наносятся на график, с осью абсцисс которого совмещается одна из ветвей годографа (чаще всего ветвь со скоростью 6 км/с). Выделение волн, как правило, производится на годографах. Разрезы строятся преимущественно способом подбора: подбирается такая модель земной коры, времена вступления сейсмических волн от границ которой удовлетворяют наблюдаемому годографу. По этой причине часто предлагается несколько моделей земной коры, которые согласуются с наблюдаемыми временами. Подобранные модели сопоставляются с аномалиями силы тяжести.

Карты мощностей автор строил в основном по опубликованным сейсмическим разрезам. Специального их пересмотра, за некоторым исключением (разрезы ГСЗ в Японском море по профилям XI, XII, 25 и на Южных Курильских островах по профилям 21, 22, 23, которые автор проработал по годографам, построенным В. М. Ковылиным, Ю. В. Тулиной и Ю. А. Тресковой; разрезы МОВ в заливе Терпения о. Сахалин, Южно-Охотской глубоководной впадины и Южных Курильских островов, построенные автором заново) не проводилось.

Мощности верхней и нижней толщ осадочного сейсмического слоя для построения соответствующих схем определялись по наличию на сейсмических разрезах преломляющего горизонта со скоростью 4,5—5,5 км/с или достаточно ярко выраженной поверхности несогласия в залегании отражающих границ или опорного отражающего горизонта. Разрезы метода отраженных волн, если на них отсутствовали поверхность несогласия в залегании отражающих площадок или опорный горизонт, для определения мощностей той или другой толщ использовались тогда, когда

Таблица 7

Скорости в породах Приморья, км/с

Стратиграфический интервал	Литологический состав	Скорость
Протерозой	Кристаллические породы	5,7—6,5
Синий — кембрий	Терригенно-карбонатные отложения	5,2—6,5
Девон — пермь	Песчано-сланцевые туфогенно-вулканогенные образования	4,6—6,5
Пермь — нижний мел	Песчано-алевритовые и сланцевые породы	3,8—5,5
Верхний мел — четвертичные	Континентальные молассы, вулканогенно-осадочные породы	1,6—4,8

удавалось их привязать к материалам метода преломленных волн или к геологическим данным.

Наиболее уверенно мощности верхней и нижней толщ осадочного сейсмического слоя определены в Курильской зоне, в Татарском проливе, на Сахалине и прилегающих к нему с востока акваториях, в южной части Южно-Охотской глубоководной впадины, на Западной Камчатке, к западу от Южной Камчатки, в Японском море, так как в этих районах в основании верхней толщи прослеживается или преломляющий горизонт со скоростями 4,5—5,5 км/с, или поверхность несогласия в залегании отражающих границ, или опорный отражающий горизонт. Менее достоверно мощности той или другой толщ определены на большей части Охотского моря, так как преломляющие и опорный отражающий горизонты, а также поверхность углового несогласия здесь прослеживаются спорадически. В отличие от верхней и нижней толщ, мощность осадочного сейсмического слоя везде устанавливается достаточно уверенно, так как в его основании почти во всех районах северо-западного сектора установлен преломляющий горизонт, соответствующий поверхности гранитного слоя.

При сопоставлении структур осадочного слоя и его верхней толщ в ряде районов имеет место их отчетливая связь с рельефом дна моря и аномалиями силы тяжести. В районах, где устанавливались такие соотношения, изонахиты осадочного слоя и его верхней толщ проводились с учетом батиметрических и гравиметрических данных.

При построении карт мощностей слоев консолидированной коры основная трудность заключалась в выборе того или иного сейсмического разреза, так как во многих работах из-за неуверенной интерпретации приводится несколько их вариантов. Это в первую очередь относится, как упоминалось, к материалам, опубликованным японскими исследователями для Японии (Hotta et al., 1964; Matuzawa et al., 1959; Mikumo et al., 1961) и советскими — для Охотского моря, Курильской, Сахалино-Хоккайдо-Приморской зон (Строение земной коры..., 1964; Глубинное сейсмическое зондирование..., 1974). Та или иная их модель в этих случаях выбиралась с учетом последующих сейсмических работ в данном районе или материалов других геофизических методов. Например, в Японии из всех вариантов предпочтение отдано разрезам, построенным Т. Микумо с учетом гравиметрических данных (Mikumo, 1966).

Наиболее уверенно мощность земной коры, ее гранитного и базальтового слоев определена в глубоководных впадинах Охотского и Японского морей, в Курильской зоне, на акваториях, прилегающих к Сахалину, и менее уверенно в Охотском море и в Японии, где из-за недостаточно плотных систем наблюдений не очень достоверно прослежены поверхности Конрада и Моховичича.

## ГРАВИМЕТРИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Обобщение и анализ материалов гравиметрических исследований выполнялись для изучения плотностных неоднородностей верхней мантии и строения земной коры. С этой целью рассмотрены плотности горных пород и связь аномалий силы тяжести с геологическим строением восточной части Азиатского материка, составлены схемы аномалий силы тяжести, произведен пересчет гравитационного поля в верхнее полупространство, а также выполнены расчеты глубин до гравитирующих масс.

В пределах сухопутных участков зоны перехода и прилегающей к ней восточной части Азиатского материка Дальневосточным, Приморским, Камчатским, Сахалинским геологическими управлениями и

## Плотности горных

Северо-западный сектор зоны перехода							
о. Сахалин		Курильские о-ва, Восточная Камчатка		Западная Камчатка		Нижне-Анадырская впадина	
возраст	плотность	возраст	плотность	возраст	плотность	возраст	плотность
Pz	2,72—2,90 (иногда до 3,0)	—	—	Mz—Pz	2,50—2,80	доСм	2,80
Сг <sub>2</sub>	2,55—2,67	—	—	—	—	Mz	2,56—2,70
Kz	1,90—2,56	Kz	1,80—2,56	Kz	1,70—2,60	Tr	2,20—2,30

СахКНИИ выполнено несколько сотен тысяч определений плотностей горных пород (табл. 8).

Плотности пород докембрия — палеозоя варьируют от 2,65 до 2,90 г/см<sup>3</sup>, мезозоя — от 2,55 до 2,70 г/см<sup>3</sup> и кайнозоя — от 1,90 до 2,60 г/см<sup>3</sup>. На границах этих же стратиграфических интервалов имеют место наиболее значительные скачки плотностей (Балыкин, Байсарович, 1967). Непосредственно в зоне перехода от континента к океану, где широко развиты кайнозойские образования, хорошо проявляются плотностные контакты на границах кайнозоя и мезозоя и, по-видимому, мезозоя и палеозоя. Первая из них устойчиво выделяется на Западной Камчатке, в Тымь-Поронайской и Сусунайской впадинах о. Сахалин, где она соответствует контакту кайнозойского чехла с мезозойско-палеозойским фундаментом. Отчетливо проявляется скачком плотностей пород (0,1—0,2 г/см<sup>3</sup>) контакт между палеозоем и вышележащими образованиями на Восточном Сахалине. В пределах материковой части Советского Союза плотностная граница между кайнозоем и мезозоем, несмотря на ее значительную величину, особой роли не играет, так как кайнозойские отложения здесь имеют локальное распространение. Наибольшее влияние в этих районах имеют плотностные контакты на границах мезозойских и палеозойских, палеозойских и докембрийских образований. Трудно оценить влияние обеих границ на формирование аномалий силы тяжести, хотя есть основания полагать, что роль второй из них более значительна, о чем свидетельствует величина избыточной плотности на ней в пределах Верхояно-Чукотской и Сихотэ-Алиньской складчатых областей, составляющая 0,1—0,2 г/см<sup>3</sup>.

Аномалии силы тяжести в восточной части Азиатского континента тесно связаны с ее геологическим строением (Кучук, 1963; Кулинич и др., 1967; Кулинич, 1972). Древним складчатым массивам (Алданский щит, Охотский, Омогонский докембрийские массивы) здесь отвечают относительно пониженные аномалии силы тяжести, межгорным впадинам неотектонического плана (Хабаровская, Усури-Ханкайская, Колымская) — относительно повышенные. Повышенные значения аномалий силы тяжести свойственны также тем древним массивам, которые перекрыты кайнозойскими впадинами (Ханкайский и Колымский срединные массивы). Такие соотношения аномалий силы тяжести и геологического строения, по-видимому, вызваны увеличением мощности земной коры и ее «гранитизацией» в пределах древних массивов и уменьшением ее мощности и «базификацией» под впадинами (Липневский, 1969).

Для анализа гравитационных аномалий на уровне моря составлено три схемы: две в редукции Буге и одна в редукции Фая (см. рис. 11—13). Районирование гравитационного поля (см. рис. 11) проведено в основном с учетом особенностей аномалий: их формы, размеров, амплитуды, отно-

пород, г/см<sup>3</sup>

Восточная часть Азиатского материка					
Приморье		Северный Сихотэ-Алинь		Северо-Восток СССР	
возраст	плотность	возраст	плотность	возраст	плотность
доСм—См	2,65—2,70	доСм—Pz	2,60—2,83	доСм—Pz	2,72—2,80
D—Сг <sub>1</sub>	2,59—2,65	Mz	2,52—2,70	P—J <sub>2</sub>	2,69
Сг <sub>2</sub> —Q	2,48—2,68	Kz	2,30	J <sub>3</sub> —N	2,64

сительной напряженности поля. На двух других схемах за основу взята интенсивность аномалий, их характер при этом играл подчиненную роль. При описании поля силы тяжести используются все схемы, так как они взаимно дополняют друг друга.

Пересчет гравитационных аномалий в верхнее полупространство на высоты 12,5; 25; 50; 75 и 125 км выполнялся на ЭВМ-20 по методике Г. И. Каратаева и др. (1963), а расчет глубин до гравитирующих масс — по номограмме Д. С. Скилса (Skeels, 1963) с последующим уточнением по палеткам Г. А. Гамбурцева (Сорокин, 1953).

## МАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Материалы магнитных исследований использовались в основном для изучения структуры и вещественного состава земной коры и частично верхней мантии. Для решения этих задач были рассмотрены магнитные свойства горных пород, слагающих островную сушу в зоне перехода и восточную часть Азиатского континента, связь магнитных аномалий с геологическим строением последних, составлены сводная и региональные карты магнитных аномалий, рассчитаны глубины до магнитоактивных масс, произведен пересчет магнитных аномалий в верхнее полупространство, определен магнитный эффект базальтового слоя в Курильской зоне.

Магнитные свойства горных пород рассматриваются по регионам. Породы, слагающие геологический разрез о. Сахалин, слабомагнитны. У подавляющего большинства палеозойских, верхнемеловых и кайнозойских образований магнитная восприимчивость в среднем составляет  $(10—40) \cdot 10^{-6}$  СГСМ (Справочник геофизика, 1960; Физические свойства..., 1967). Из осадочных пород повышенными магнитными свойствами характеризуются третичные толщи нутовской и окобыкайской свит Северного Сахалина и верхнемеловые песчаники Западно-Сахалинского антиклинория. Магнитная восприимчивость первых достигает  $(100—200) \cdot 10^{-6}$  СГСМ, вторых —  $(500—550) \cdot 10^{-6}$  СГСМ. В широких пределах варьируют магнитные свойства эффузивных и интрузивных образований (от 0 до  $7000 \cdot 10^{-6}$  СГСМ) и туфов Восточно-Сахалинского антиклинория (от 300 до  $2500 \cdot 10^{-6}$  СГСМ, в отдельных случаях до  $10\,000 \cdot 10^{-6}$  СГСМ) (Сычев, 1966).

Подавляющая часть геологического разреза Сихотэ-Алиньской мезозойской складчатой области практически немагнитна. Немагнитны весь осадочный комплекс пород, независимо от возраста, большая часть метаморфических образований, гранитные интрузии, кислые разности эффузивных пород (кварцевые порфиры, липариты и др.). Магнитная

восприимчивость этих пород колеблется в среднем в пределах  $(20-60) \cdot 10^{-6}$  СГСМ, хотя максимальные ее значения для отдельных комплексов (палеозойские и нижнемезозойские глинистые и песчано-глинистые сланцы, алевролиты, роговики, мезозойские песчаники, граниты) достигают  $(300-1500) \cdot 10^{-6}$  СГСМ. Повышенные магнитные свойства имеют основные разности эффузивных пород, гранодиориты, диориты, габбро, ультраосновные породы. Их магнитная восприимчивость достигает  $(4000-6000) \cdot 10^{-6}$  СГСМ, а для ультраосновных пород —  $9000 \cdot 10^{-6}$  СГСМ.

На северо-востоке СССР наиболее магнитными являются магматические комплексы основного и ультраосновного состава (Беляев и др., 1970; Печерский, 1967; Чиков, 1967). Их магнитная восприимчивость колеблется в пределах  $(2000-8000) \cdot 10^{-6}$  СГСМ. Меньшая магнитность характерна для пород среднего состава:  $(2000-3000) \cdot 10^{-6}$  СГСМ. Нормально осадочные породы и гранитоиды складчатых областей практически немагнитны (Фотиади, 1967б). Среди вулканогенных пород наиболее магнитны палеогеновые базальты, которым соответствуют наиболее возмущенные аномалии магнитного поля. С увеличением возраста степень магнитности эффузивных пород уменьшается.

Таким образом, большая часть геологического разреза описанных выше районов, составленная осадочными и метаморфическими породами, практически немагнитна или слабо магнитна. Их магнитная восприимчивость не превышает в среднем  $(20-60) \cdot 10^{-6}$  СГСМ. Увеличиваются магнитные свойства основных и ультраосновных пород, магнитная восприимчивость которых превышает, как правило,  $2000 \cdot 10^{-6}$  СГСМ.

При сопоставлении магнитных аномалий с геологическим строением востока Азиатского континента установлено следующее.

1. Массивам древних пород востока Азиатского материка (Ханкайский, Хинганский, Бурейнский, Колымский, Омолонский, Алданский щит) отвечают зоны и полосы положительных магнитных аномалий, перемежающиеся с отрицательными. Положительные магнитные аномалии в пределах этих структур связаны преимущественно с интрузиями гранитоидов и эффузивами среднего и основного состава.

2. Полосы положительных магнитных аномалий отвечают также глубинным разломам или структурным швам, например Амуру-Гижигинскому и Восточно-Сихотэ-Алиньскому (Беляевский, Борисов, 1964). С последним, как известно (Тектоника Евразии, 1966), в плане совпадает одноименный вулканический пояс. Полоса положительных магнитных аномалий соответствует также Охотско-Чукотскому вулканическому поясу, формирование которого, как и Восточно-Сихотэ-Алиньского, связывается с глубинным разломом. Характер магнитных аномалий в пределах этих поясов, как и в других районах востока Азиатского континента, тесно связан с вещественным составом слагающих их пород. Это отчетливо видно при сопоставлении их с вещественным составом образований, слагающих Восточно-Сихотэ-Алиньский вулканический пояс. На широте северной оконечности о. Хоккайдо напряженность магнитного поля, соответствующего этому поясу, резко снижается. Это вызвано тем, что на этой широте на смену мощным покровам основных и средних эффузивов верхнемелового и палеогенового времени, неогеновых и четвертичных базальтов, распространенных на севере, на юге приходят кислые эффузивные разности верхнемелового возраста, практически не отражающиеся в магнитном поле.

3. Областям развития складчатых мезозойских комплексов Сихотэ-Алиня и северо-востока СССР, сложенных песчано-алеврито-сланцевыми и терригенными породами, отвечают пониженные и нередко отрицательные аномалии магнитного поля.

В процессе обработки магнитных материалов основные трудности были связаны с выбором нормального поля. Японские и американские геофизики для его учета используют карты Гидрофизического управле-

ния США, приведенные к эпохе 1955 г. Для того, чтобы уравнивать сумму площадей, занятых положительными и отрицательными аномалиями, наблюдаемое поле ими поднималось в Тихом океане на 300 гамм, в Японском море — на 200 гамм (Uyeda et al., 1967). Аналогичная операция была проделана при составлении магнитной карты северо-востока СССР, где в базисный уровень, так же как в Японском море, была внесена поправка в 200 гамм, а сама карта приведена к эпохе 1960 г. Для акваторий Японского моря, южной части Курильской и западной части Алеутской дуг были рассчитаны карты нормального магнитного поля методом параболической аппроксимации, внесшие значительные коррективы в аналогичные карты ИЗМИРАН эпохи 1965 г. (Красный, 1969; Воробьев, Якушко, 1970; Кочергин, 1970).

Пестрота первичных материалов и различные способы обработки обусловили значительные трудности при составлении сводной карты аномального магнитного поля зоны перехода и прилегающих к нему частей Азиатского материка и Тихого океана. В связи с тем, что большая часть материалов советских съемок приведена к эпохе 1965 г., из японских материалов при составлении этой карты исключена упоминавшаяся выше поправка.

Расчеты глубин до магнитоактивных масс производились на электронно-вычислительной машине по программе, составленной Г. Ф. Кузнецовым (1965). Подавляющее большинство этих расчетов затем было протестировано по способу касательных с поправочными коэффициентами В. К. Пятницкого (1961а, б). Как правило, глубины до верхних кромок магнитоактивных масс по программе Г. Ф. Кузнецова получались большими, чем по способу касательных, поэтому в качестве окончательных приняты их средние значения. Глубины до нижних кромок магнито-возмущающих объектов определялись по методике Л. В. Булиной (1961). Для расчета глубин в Японском море использовались материалы гидромагнитной съемки М. Л. Красного (1969, 1970), в Охотском секторе — аэромагнитной съемки О. Н. Соловьева (1961), в Приморском и Хабаровском краях — данные площадных аэромагнитных съемок крупного масштаба. Расчеты глубин производились В. П. Баушевым, Е. В. Кочергиным, М. Л. Красным и Г. Г. Якушко.

Пересчет аномалий магнитного поля в верхнее полупространство, так же как пересчет аномалий силы тяжести, выполнялся по методике и программе на ЭВМ, предложенным Г. И. Каратаевым и др. (1963), а расчеты магнитного эффекта от базальтового слоя — по формулам О. А. Соловьева (Тузев и др., 1970б). Высота трансформации составляла 12,5; 25; 50; 75 и 125 км.

#### ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ И ДАННЫЕ О ТЕПЛОМ ПОТОКЕ

При анализе материалов электромагнитных исследований по Японии использовались данные Т. Рикитаки (1968, 1970; Rikitake, 1969; Rikitake, Sasai, 1969) и Т. Юкутаки (1972), составивших карты глубин до изотермы 1000° по данным о распределении тепловых потоков, а также карты отношения вертикальной и горизонтальной составляющих переменного магнитного поля Земли и глубины до токопроводящего слоя, вычисленных по данным магнитовариационных исследований. По территории советского Дальнего Востока для этой цели использовались данные Л. Л. Ваньяна и др. (1968, 1969, 1971, 1972). Так же как и японские ученые, данные авторы исследовали поведение вертикальной и горизонтальной компонент переменного магнитного поля Земли. Для определения глубин до токопроводящих слоев использовались также результаты магнитотеллурических зондирований. Как совет-

ские, так и японские ученые значительное внимание уделяли изучению влияния водных масс окраинных восточноазиатских морей и западной части Тихого океана на вариации переменного магнитного поля Земли.

Основой для анализа характера распределения теплового потока служила сводная карта, составленная О. В. Веселовым по материалам советских и зарубежных исследователей.

#### КОМПЛЕКСНАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ МАТЕРИАЛОВ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для изучения строения осадочного слоя использовались материалы сейсмических с искусственными источниками возбуждения упругих колебаний, гравиметрических, магнитометрических, геологических и батиметрических исследований. При помощи материалов сейсмических исследований определялись мощности слоя и его толщ и изучалась их внутренняя структура. Данные геологических исследований использовались для изучения строения слоя в основном в пределах сухопутных участков и для привязки к ним сейсмических границ, гравиметрических и батиметрических исследований — для выявления крупных структур осадочного слоя и для уточнения характера поведения его изопахит, магнитометрических — для выявления разломов и изучения его вещественного состава.

Строение консолидированной коры изучалось по материалам глубоких сейсмических зондирований и взрывной сейсмологии, гравиметрических и магнитометрических исследований. По материалам исследований ГСЗ и взрывной сейсмологии, которые играли ведущую роль, определялись мощности слоев консолидированной коры и их структура; по данным гравиметрических исследований корректировалось положение изолиний равных мощностей и наиболее крупных структур земной коры, ее гранитного и базальтового слоев; магнитометрических — изучался вещественный состав коры и характер дизъюнктивных дислокаций. Для изучения строения верхней части гранитного слоя на суше и для стратиграфической привязки приуроченных к ней преломляющих горизонтов привлекались также геологические данные.

При изучении строения верхней мантии ведущее место занимали материалы сейсмологических, гравиметрических, электромагнитных и магнитных исследований, которые позволили изучить ее неоднородности по скоростям, плотностям, электрическим и магнитным свойствам. Для изучения плотностных свойств верхней мантии проведена совместная обработка материалов гравиметрических и сейсмических исследований (Туезов и др., 19676). Данные сейсмических исследований использовались для определения гравитационного влияния земной коры. Значения плотностей пород для этих расчетов выбирались по графикам зависимости плотности от средних, пластовых и граничных скоростей, предложенных И. С. Вольвовским и др. (1962), Г. П. Вуллардом (Woolard, 1959), Н. Н. Пузыревым (1959), П. М. Сычевым и А. Э. Парвайненем (1963) и М. Ф. Скориковой (1970). Величины плотностей варьировали: для осадков — от 2,00 до 2,50 г/см<sup>3</sup>; для гранитного слоя — от 2,65 до 2,95 г/см<sup>3</sup>; для базальтового слоя — от 2,8 до 3,4 г/см<sup>3</sup>. Для подкорового слоя значение плотности принято равным 3,35 г/см<sup>3</sup>. Исследованием всего вероятного диапазона плотностей были учтены все возможные значения гравитационного эффекта земной коры, что в конечном итоге позволило увеличить достоверность результатов. Полученный гравитационный эффект вычитался из наблюдаемой кривой, а остаточная аномалия относилась за счет влияния плотностных неоднородностей верхней мантии. При этом положительные остаточные аномалии рассматривались как свиде-

тельство наличия в верхней мантии зон уплотнения, а отрицательные — зон разуплотнения. Точность исходных гравиметрических материалов составляет  $\pm(15-20)$  мгл, а ошибки определения глубины до сейсмических границ 1—2 км, что соответствует изменению поля силы тяжести на 20—30 мгл, поэтому остаточные аномалии менее 40—50 мгл во внимание не принимались.

Характер современных движений земной коры изучался в основном по материалам высокоточных геодезических исследований, **изостазия** земной коры — по изостатическим аномалиям, гидростатическому давлению и корреляционным связям аномалий силы тяжести с рельефом дна моря и мощности «компенсационного» слоя. Изучение изостатических аномалий Фая, гидростатического давления и корреляционных связей аномалий силы тяжести и рельефа дна моря дает лишь качественные представления об изостазии земной коры, в то время как определение мощности «компенсационного» слоя позволяет придать ей количественную оценку.

Гидростатическое давление рассчитывалось для трех глубин: 40, 60 и 100 км (Гайнанов, Ушаков, 1964; Лившиц, 1965; Сычев, 1969).

Соотношение аномалий силы тяжести в редукциях Буге и Фая с глубинами до дна моря анализировалось для акваторий Охотского и Японского морей и северо-западной части Тихого океана. По суше из-за недостатка гравиметрических и сейсмических материалов такой анализ не проводился. При построении графиков зависимости гравитационных аномалий и рельефа дна морей от толщины земной коры значения соответствующих величин снимались через 75—100 км для того, чтобы исключить влияние локальных неоднородностей. Для изучения зависимостей между аномалиями Фая и Буге и глубиной моря их величины определялись в точках с известными значениями силы тяжести. Глубины до дна моря определялись по батиметрическим картам масштаба 1 : 2 500 000. Если эти определения оказывались недостаточно достоверными, они контролировались по формулам аномалий Фая и Буге. Все графики строились отдельно для каждого из морей, их глубоководных впадин и подводных возвышенностей, островных дуг, глубоководных желобов, северо-западной части Тихого океана. В связи с трудностью изображения каждой точки на графики нанесены только линии, огибающие облака точек для каждого из этих объектов.

Изостатические аномалии вычислены на кафедре геофизики Московского государственного университета (Гайнанов и др., 1973), где была разработана программа для расчета гравитационного влияния схематизированной земной коры, погруженной в мантию по закону Архимеда. Массы земной коры разделены на топографические и компенсационные относительно поверхности «свободной» мантии, глубина которой принята равной 6,5 км. Плотность земной коры выше уровня моря принята равной  $2,67 \text{ г/см}^3$ , плотность морской воды —  $1,03 \text{ г/см}^3$ , разность плотностей на поверхности Мохоровичича —  $0,4 \text{ г/см}^3$ . Для глубоководных желобов с глубиной моря более 6,5 км за компенсирующие массы принималась избыточная плотность мантии до глубины 30 км. Для получения изостатических аномалий вычисленные таким образом теоретические аномалии вычитались затем из аномалий в редукции Фая.

При использовании как этой, так и любой другой методики при редуктировании могут быть внесены ошибки из-за отличия реальных плотностей топографических и компенсирующих масс и действительного уровня «свободной» мантии от принятых при расчете. Ложные изостатические аномалии по этим причинам могут достигать значительных величин. Например, из-за отличия реальной плотности топографических масс от расчетной значения ложных аномалий могут превышать 50 мгл, а из-за неправильного учета рельефа — 25 мгл. Для северо-западного сектора зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану ошибки вычис-

ления изостатических редуций для шельфа составляют  $(\pm 2) - (\pm 4)$  мгл и для островных дуг и глубоководных желобов —  $(\pm 10) - (\pm 12)$  мгл.

Мощность «компенсационного» слоя находилась как разница между теоретической мощностью земной коры, соответствующей изостазии, и ее действительной мощностью, определенной по материалам сейсмических и гравиметрических исследований (Гайнанов и др., 1973).

В качестве **основных типов морфоструктур** при анализе их геофизических полей и глубинного строения выделены шельфовые зоны, материковые склоны, глубоководные впадины окраинных морей, их подводные возвышенности, островные дуги и глубоководные желоба. Для полноты картины при анализе строения последних четырех типов морфоструктур рассматриваются также их аналоги, расположенные в западной части Беринговского и северной части Филиппинского секторов. В связи с тем, что одной из задач описываемого анализа является изучение связей приповерхностного строения с глубинным, все рассматриваемые материалы разделены на четыре группы: геофизические поля, приповерхностное геологическое строение, строение земной коры и строение верхней мантии. Из геофизических полей на графики нанесены значения аномалий Буге, Фая и теплового потока. Здесь же приведены данные о мощности «компенсационного» слоя с указанием его знака: перекомпенсация, недокомпенсация.

Для тех структур, которые обнажаются на дневной поверхности, приводятся данные об их приповерхностном строении по геологическим данным, а для структур, скрытых под водами морей или океана, анализируется строение осадочного слоя в основном по материалам сейсмических исследований. Исключение представляет банка Ямато, для которой имеются достаточно надежные данные о строении ее дна по результатам драгирования коренных пород. Основной упор при анализе приповерхностного строения сделан на расчленении пород по их возрасту.

В колонках, характеризующих строение земной коры, нанесены данные о мощностях ее слоев по сейсмическим данным, о глубине залегания магнитоактивных тел и сведения о граничных скоростях в кровле того или иного слоя, а также на поверхности М. Скорости по их величинам условно разделены на пониженные, «нормальные» и повышенные.

На колонках, иллюстрирующих строение верхней мантии, приводятся данные о сейсмичности, о глубине до токопроводящего слоя, о скоростях и плотностях. Скорости, так же как для земной коры, разделены на пониженные, «нормальные» и повышенные. Такая же градация принята для плотностей. При этом за нормальную плотность для Охотского региона принята величина  $3,35 \text{ г/см}^3$ , а для Японского —  $3,30 \text{ г/см}^3$ . Левые стороны колонок обращены к матерiku, правые — к океану. Это следует иметь в виду при анализе направления падения сейсмофокальной зоны.

В основу **тектонического районирования** зоны перехода автором положены широко применяемые в Советском Союзе принципы выделения тектонических зон по времени завершающей фазы складчатости и по типу тектонической структуры (складчатые, платформенные области). Внутри выделенных крупных тектонических зон прослежены структуры более мелких порядков: зоны поднятий, впадины, прогибы, синклинории, антиклинории, наложенные впадины, геантиклинальные и геосинклинальные зоны, антиклинальные поднятия, синклинальные прогибы и др. Показаны также наиболее крупные глубинные разломы и оси положительных «океанических» магнитных аномалий. Как особый тип стабилизированной тектонической структуры обозначен талассократон Тихого океана. Определенное внимание при тектоническом районировании зоны перехода обращено на прослеживание геологических струк-

тур суши под дном окраинных морей и на анализ связей приповерхностного и глубинного строения. Важно подчеркнуть, что для тектонического районирования использован весь комплекс имеющихся геологических и геофизических данных о времени консолидации структур островной и материковой суши, о палеогеографических реконструкциях, о характере гравитационных, магнитных аномалий и аномалий теплового потока, о характере современных движений земной коры, об изостазии, сейсмичности, современном вулканизме, мощностях земной коры, ее слоев и толщ, неоднородностях верхней мантии по физическим свойствам и др. Для изучения связей приповерхностного и глубинного строения кроме материалов этой главы использованы также данные гл. II и VI.

При анализе вопросов эволюции земной коры и истории ее геологического развития так же, как при тектоническом районировании, привлекается весь комплекс геологических и геофизических данных с упором на данные о палеогеографии, результатах драгирования дна моря, строении верхней толщи осадочного сейсмического слоя, характере аномалий теплового потока и магнитных аномалий, строении зоны Бенъофа и др.

## ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПОЛЯ

## АНОМАЛИИ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ

## АНОМАЛИИ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ НА УРОВНЕ МОРЯ

Анализом аномального гравитационного поля северо-западного сектора зоны перехода на уровне моря занимались Н. А. Беляевский, А. А. Борисов (1964); Т. Н. Симоненко, Э. Э. Фотиади (1967); П. А. Строев (1972); Ю. А. Павлов и др. (1972а,); Гайнанов и др. (1973); М. Канамори (Kanamori, 1963); С. Матсуда (Matsuda, 1964); А. Касахара и др. (Kasahara et al., 1966); Ю. Хагивара (Hagiwara, 1967). Эти же вопросы рассматриваются в коллективных работах (Second progress report..., 1966; Japanese National report..., 1967; и др.).

Одна из общих особенностей поля силы тяжести в редукции Буге (рис. 11) северо-западного сектора и прилегающих к нему районов — возрастание его интенсивности по мере продвижения с запада на восток от отрицательных значений в пределах материка до 400—450 мгл в западной части Тихого океана (Фотиади и др., 1969). Увеличение интенсивности поля обратно пропорционально изменению толщины коры в этом направлении: на материке она равна 35—40 км, в западной части Тихого океана — 8—10 км. На фоне возрастания поля от континента к океану выделяются две региональные ступени.

Первая ступень протягивается вдоль берега материка, совпадая на севере с берегом Охотского моря, на юге — с берегом Татарского пролива. Протяженность ее около 2500 км, ширина — 50—100 км, амплитуда 20—60 мкл, градиент поля — 0,5—0,8 мгл/км. В районе Шантарских островов ступень разрывается, что связано с торцовым расположением «сухопутных» и «морских» аномалий силы тяжести здесь по отношению к берегу моря. На остальных участках аномалии поля ориентированы по отношению к ступени преимущественно согласно.

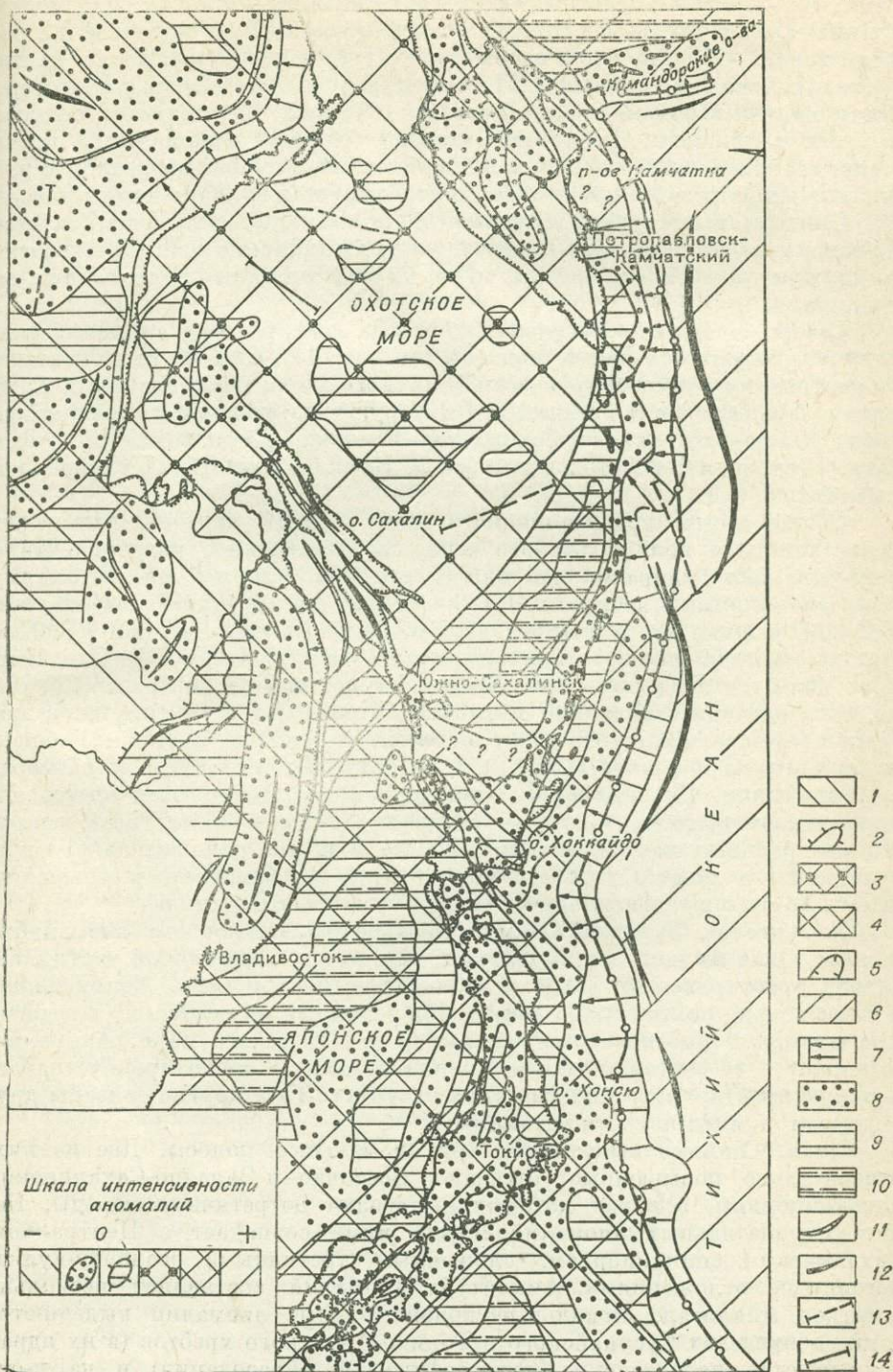
Вторая региональная ступень простирается вдоль осей Курило-Камчатского и Японского глубоководных желобов и имеет протяженность более 4000 км. Ширина ее 50—150 км, амплитуда — 160—240 мгл, градиент — 2,0—3,5 мгл/км, т. е. по амплитуде и градиенту она превышает ступень вдоль берега материка в 4—7 раз. Большинство аномалий, со-

Рис. 11. Схема районирования гравитационного поля в редукции Буге. Составили И. К. Туезов, Ю. А. Павлов.

Зоны аномалий: 1, 2 — материковая часть (1 — преимущественно отрицательные, разноориентированные, вытянутые, иногда изометричные аномалии, 2 — область положительных аномалий); 3—5 — переходная зона (3 — разноориентированные, часто неправильной или округлой формы, иногда вытянутые аномалии с небольшими амплитудами и небольшими градиентами; 4 — преимущественно положительные, протяженные, линейные, субпараллельные с большими амплитудами и большими градиентами; 5 — отрицательные аномалии); 6 — океаническая зона: интенсивные положительные, протяженные, с небольшими амплитудами и небольшими градиентами аномалии; 7 — региональные ступени (стрелки ориентированы в сторону уменьшения значений аномалий). Зоны, полосы аномалий: 8 — относительно пониженные, 9, 10 — относительно повышенные (10 — центральные части аномалий глубоководных впадин окраинных морей, где градиенты поля близки к нулю или равны нулю). Оси локальных аномалий: 11 — пониженных, замкнутых; 12 — повышенных, замкнутых; 13 — пониженных, выраженных изгибами изоаномал; 14 — повышенных, выраженных изгибами изоаномал.

проводящих ступень, простираются согласно с ней. Исключением является аномалия в районе Средних Курильских островов, которая ориентирована по отношению к ступени под некоторым углом.

Та и другая гравитационные ступени, по-видимому, связаны с резким изменением глубины до кровли мантии в их пределах. Если приравнять амплитуду западной ступени 40 мгл, восточной 200 мгл, разницу плот-



постей на поверхности кора — мантия  $0,3 \text{ г/см}^3$ , то по формуле

$$H_1 - H_2 = \frac{\Delta g_1 - \Delta g_2}{2K\Delta\sigma},$$

где  $H_1$  и  $H_2$  — мощность земной коры по разные стороны от ступени,  $\Delta g_1$  и  $\Delta g_2$  — значения аномалий силы тяжести по разные стороны от ступени,  $\Delta\sigma$  — разница плотностей на границе кора — мантия, для первой из них амплитуду изменения мощности земной коры получим 3,3 км, для второй — 17 км, что в целом соответствует подъему кровли мантии в этих районах по данным ГСЗ. Флексурообразное воздымание поверхности мантии в районе гравитационных ступеней, по-видимому, сопровождается глубинными разломами, которые хорошо фиксируются протяженными полосовыми магнитными аномалиями. Глубинный разлом в районе западной ступени, кроме того, контролируется вулканическим поясом.

Описываемые ступени отделяют поле аномалий силы тяжести северо-западного сектора зоны перехода от гравитационных полей Азиатского континента и Тихого океана, почти на всем протяжении совпадая с его границами.

Северо-западный сектор зоны перехода по характеру аномалий силы тяжести разделяется на две подзоны (см. рис. 11). Одна из них охватывает центральную и северную части Охотского моря, большую часть Сахалина и западную часть Камчатки. Во вторую входят целиком Японский регион, Южно-Охотская глубоководная впадина, Курильская островная дуга, Восточная Камчатка и ее шельф, Курило-Камчатский глубоководный желоб.

Общие черты гравитационного поля первой подзоны определяет гравитационное поле Охотского моря, представленное разноориентированными, часто неправильными или изометричной формы, иногда вытянутыми аномалиями с небольшими (20—40 мгл) амплитудами и небольшими (0,2—0,3 мгл/км) градиентами. Одной из наиболее крупных (300×500 км, амплитуда несколько десятков миллигал) аномалий этой части Охотского моря является положительная аномалия к востоку от Северного Сахалина, совпадающая с впадиной Дерюгина. Кроме этого максимума, в центральной части Охотского моря выделяется еще ряд аномалий, однако их амплитуды и размеры значительно уступают амплитуде и размерам этой аномалии. По периферии моря аномалии силы тяжести постепенно приобретают вытянутую форму с простиранием длинных осей вокруг его центральных частей. Напряженность в целом положительного гравитационного поля Охотского моря в этих направлениях уменьшается вплоть до отрицательных значений на Камчатке и Сахалине.

В пределах Западной Камчатки прослеживаются две аномальные полосы. Одна из них, отрицательная, тяготеет к центральной части Камчатки, простираясь согласно с ее береговыми линиями. Сопряженная с нею с запада полоса слабо дифференцированных относительно повышенных аномалий протягивается вдоль берега Охотского моря. Аномалии, входящие в ее состав, имеют субмеридиональную ориентировку, параллельную простираанию геологических структур. Те и другие связаны друг с другом прямыми соотношениями.

На о. Сахалин выделяются три аномальные полосы. Две из них, относительно повышенные, отвечают Восточно- и Западно-Сахалинским антиклинориям, в ядрах которых выступают дотретичные породы. Полоса отрицательных аномалий между ними совпадает с Центрально-Сахалинским синклинорием, сложенным третичными осадочно-вулканоогенными отложениями. Амплитуда аномалий составляет несколько десятков миллигал. Локальные положительные аномалии выделяются также в пределах Сусунайского и Тонино-Анивского хребтов (в их ядрах вскрываются палеозойские метаморфические образования) и на п-ове

Шмидта, сложенном верхнемеловыми вулканогенно-осадочными породами. Все аномалии ориентированы вдоль простирания геологических и геоморфологических элементов. Расчеты показывают, что полосы положительных аномалий, по-видимому, связаны с приближением к дневной поверхности в ядрах структур более плотных пород. В одних случаях такими породами оказываются более древние образования, в других — увеличение плотности пород достигается за счет проникновения в центральные части структур основных интрузий (Сычев, 1966).

Во второй подзоне, в отличие от первой, развиты протяженные, линейные, субпараллельные аномалии, характеризующиеся большими (до 100—200 мгл) амплитудами и большими (до 1,0—1,6 мгл/км) градиентами. Для этой подзоны характерна тесная связь региональных аномалий силы тяжести с крупными геоморфологическими и геологическими объектами. Глубоководным (Южно-Охотской, Центральной Японской и Хонсю) впадинам соответствуют крупные максимумы силы тяжести (Строев, 1972), Курильской и Японской островным дугам и банке Ямато — относительные ее минимумы, достигающие на юге о. Хоккайдо и на западе о. Хонсю отрицательных значений (Береснев и др., 1969).

В отличие от глубоководных впадин, гравитационные поля которых представлены спокойными с плоскими вершинами аномалиями, поле силы тяжести островных дуг осложнено более мелкими, протяженными максимумами и минимумами, обладающими значительными амплитудами (Гайнанов, 1963). Например, протяженность полосы относительно пониженных аномалий силы тяжести к востоку от Японских и Южно-Курильских островов достигает 1500 км при ширине 100—150 км. Аналогичную длину имеет полоса пониженных аномалий силы тяжести в районе Курильского архипелага, совпадающая на юге с Б. Курильской дугой, а на севере отклоняющаяся к шельфу Восточной Камчатки.

В пределах Японских островов, так же как на о. Сахалин и Западной Камчатке, отмечается прямая связь между знаками гравитационных аномалий и геологических структур. Наиболее отчетливо она проявляется на о. Хоккайдо, где синклинорию Исикари, выполненную третичными песчано-сланцевыми и туфовыми образованиями, отвечает отрицательная аномалия, интенсивность поля в пределах которой уменьшается до —120 мгл. Главному антиклинорию о. Хоккайдо, в ядре которого обнажаются палеозойские и, возможно, более древние метаморфические породы, соответствует максимум силы тяжести. Длинные оси аномалий, так же, как оси геологических структур, на западе и в центре острова имеют субмеридиональное простирание, на востоке разворачиваются в северо-восточном направлении. На о. Хонсю в гравитационном поле очень рельефно проявляются массивы Абукума и Китаками, сложенные палеозойскими глинистыми сланцами, песчаниками, известняками. С ними в плане совпадают относительно повышенные аномалии силы тяжести с амплитудой до 80 мгл. Хорошо отражается в гравитационном поле разлом Фосса-Магна, который пересекает о. Хонсю в средней части. В соответствии с простиранием разлома гравитационные аномалии также изменяют свое направление с продольного по отношению к острову на ортогональное. Внутренней зоне Японии, сложенной предположительно докембрийскими и палеозойскими метаморфическими и метаморфизованными толщами, в плане отвечает массив отрицательных аномалий интенсивностью в среднем —40 мгл.

Для Курильской зоны характерно сложное поле. На Южных Курильских островах прослеживаются три сопряженные друг с другом аномалии. Западная, относительно пониженная, соответствует Б. Курильской дуге; средняя, повышенная, совпадает с М. Курильской дугой; восточная, пониженная, простирается вдоль западного борта Курило-Камчатского желоба. Все три аномалии в районе Средних Курильских островов «срезаются» максимумом силы тяжести, проникающим сюда со стороны Ти-

хого океана, и поэтому далее на север не прослеживаются. Интересно отметить, что положительная аномалия, соответствующая Южно-Охотской глубоководной впадине, продолжаясь на северо-восток, пересекает Северные Курильские острова и простирается далее вдоль восточного берега Камчатки. Тот и другой случаи являются одними из немногих примеров отчетливого несогласия в простирании аномалий силы тяжести и геоморфологических структур.

На Восточной Камчатке и ее шельфе поле силы тяжести резко дифференцировано. Характерно резкое возрастание его интенсивности от небольших значений на Западной Камчатке до 300—400 мгл в глубоководном желобе и прилегающей части океана.

Поля силы тяжести прилегающих к сектору частей материка и океана, несмотря на значительные различия в интенсивности, по своему характеру напоминают поле силы тяжести первой подзоны сектора и сильно отличаются от такового второй подзоны. Как и в первой подзоне, гравитационные поля восточной части материка и западной части океана составлены преимущественно округлыми, иногда вытянутыми (океан), часто разноориентированными (материк) аномалиями с небольшими амплитудами и небольшими градиентами, составляющими соответственно 20—60 мгл и 0,3—0,5 мгл/км.

Поле аномалий силы тяжести в редукции Фая существенно отличается от поля аномалий в редукции Буге.

Гравитационное поле в редукции Фая Охотского и Японского морей слаболожительное (рис. 12). Аномалии силы тяжести в этой редукции имеют здесь форму, близкую к изометричной, и характеризуются разнообразными простираниями. Их размеры составляют в среднем  $(50-100) \times (100-150)$  км при амплитудах в первые десятки миллигал. Градиенты аномалий в среднем равны 0,2—0,5 мгл/км, увеличиваясь в отдельных районах до 0,9 мгл/км. Исключение составляют полоса отрицательных аномалий, протягивающаяся от Владивостока на юге до северного окончания Татарского пролива, и положительная аномалия интенсивностью 80—90 мгл над банкой Ямато в Японском море.

Значительно более контрастная картина наблюдается в Курильской зоне и на тихоокеанских шельфах Камчатки, Хоккайдо и Хонсю (Гайнанов и др., 1972; Томода и др., 1972). Здесь выделяются две сопряженные аномальные полосы: положительная и отрицательная протяженностью более 3000 км при ширине 100—125 км и амплитуде около 560 мгл. Каждая из аномальных полос состоит из отдельных максимумов и минимумов амплитудой 40—200 мгл и протяженностью 200—700 км. Полоса положительных аномалий тяготеет к островным дугам, отрицательных — к глубоководным желобам.

В западной части Тихого океана амплитуды и градиенты аномалий в редукции Фая такие же, как в Охотском и Японском морях, с той лишь разницей, что они характеризуются вытянутой формой с ориентировкой длинных осей вдоль простирания соседних с запада глубоководных желобов и островных дуг.

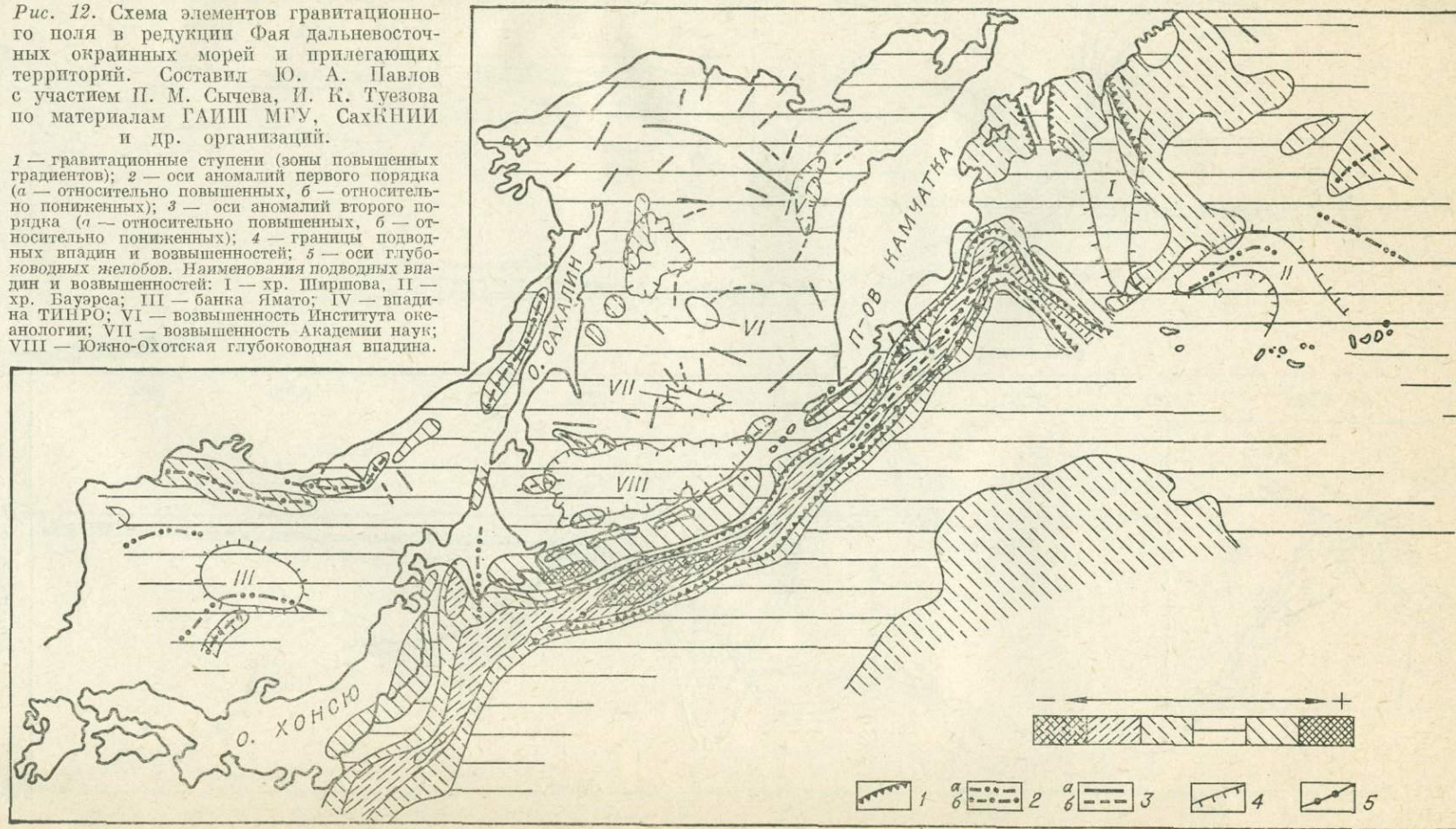
Интересно отметить, что окраинному валу Зенкевича как в редукции Фая, так и в редукции Буге отвечают относительно повышенные аномалии силы тяжести.

#### ТРАНСФОРМАЦИЯ АНОМАЛИЙ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ ПРИ ПЕРЕСЧЕТЕ В ВЕРХНЕЕ ПОЛУПРОСТРАНСТВО

При пересчете в верхнее полупространство положительные аномалии в редукции Фая и относительно повышенные в редукции Буге уменьшаются, а отрицательные Фая и пониженные Буге — увеличиваются (Павлов и др., 1970а, 1972б; Pavlov, Tuzeyov, 1971) (рис. 13, 14). Аномалии в редукции Фая в качестве своего предела при пересчете

Рис. 12. Схема элементов гравитационного поля в редукции Фая дальневосточных окраинных морей и прилегающих территорий. Составил Ю. А. Павлов с участием П. М. Сычева, И. К. Туезова по материалам ГАИШ МГУ, СахКНИИ и др. организаций.

1 — гравитационные ступени (зоны повышенных градиентов); 2 — оси аномалий первого порядка (а — относительно повышенных, б — относительно пониженных); 3 — оси аномалий второго порядка (а — относительно повышенных, б — относительно пониженных); 4 — границы подводных впадин и возвышенностей; 5 — оси глубоководных желобов. Наименования подводных впадин и возвышенностей: I — хр. Бауэrsa; II — хр. Ширшова; III — банка Ямато; IV — впадина ТИПРО; VI — возвышенность Института океанологии; VII — возвышенность Академии наук; VIII — Южно-Охотская глубоководная впадина.



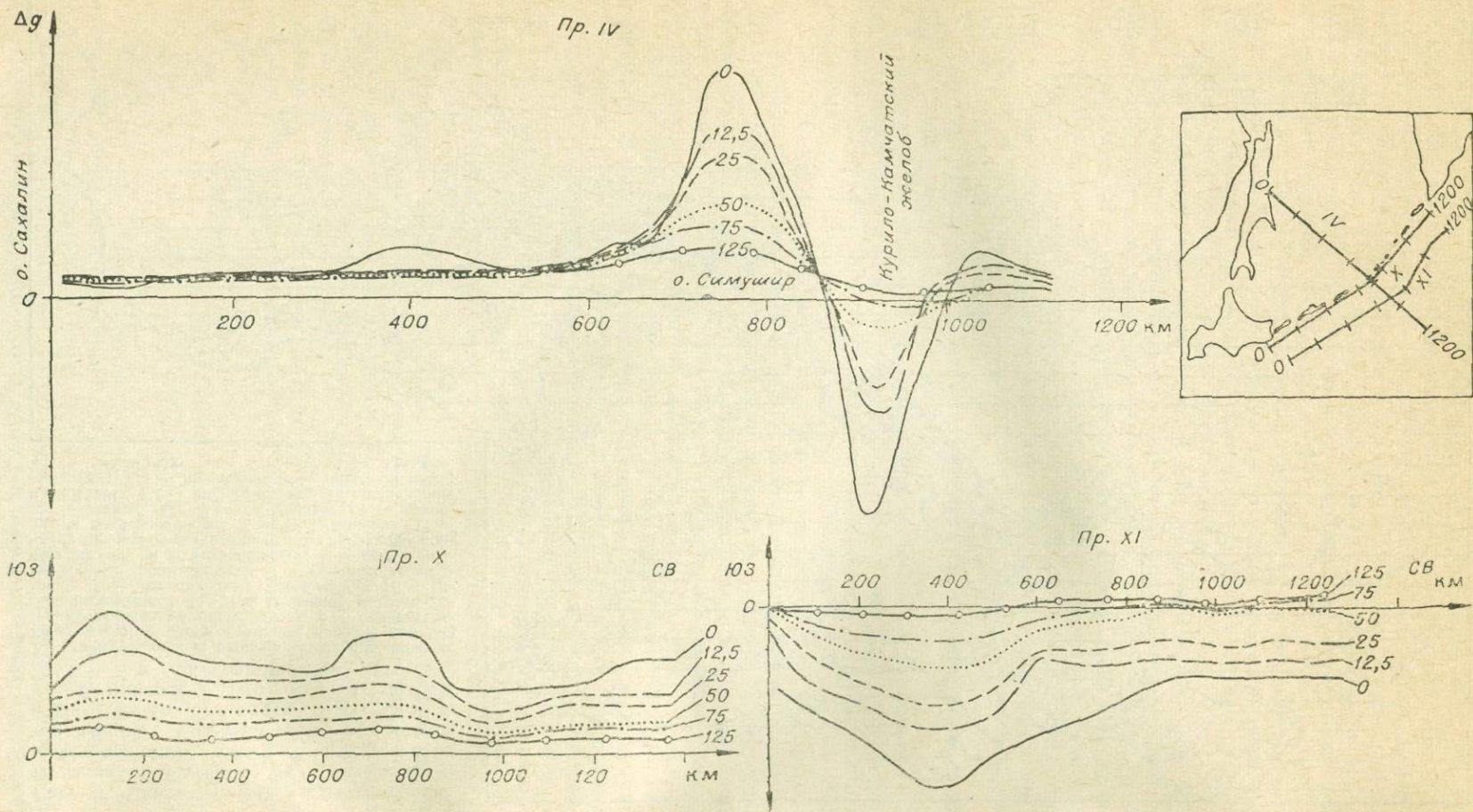
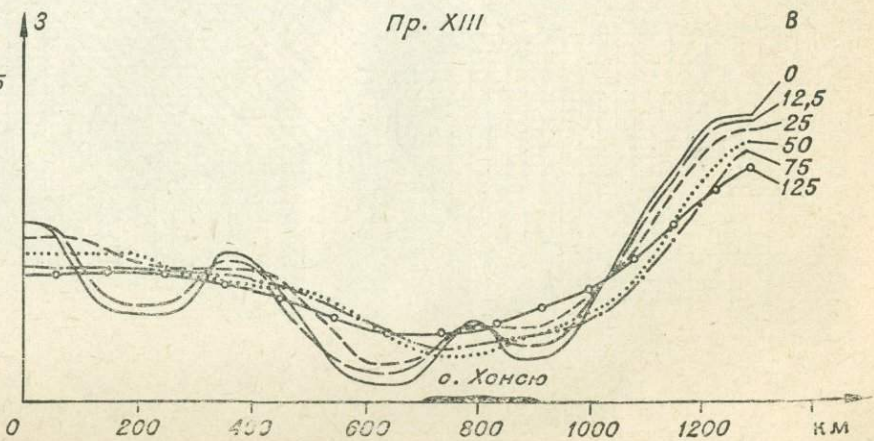
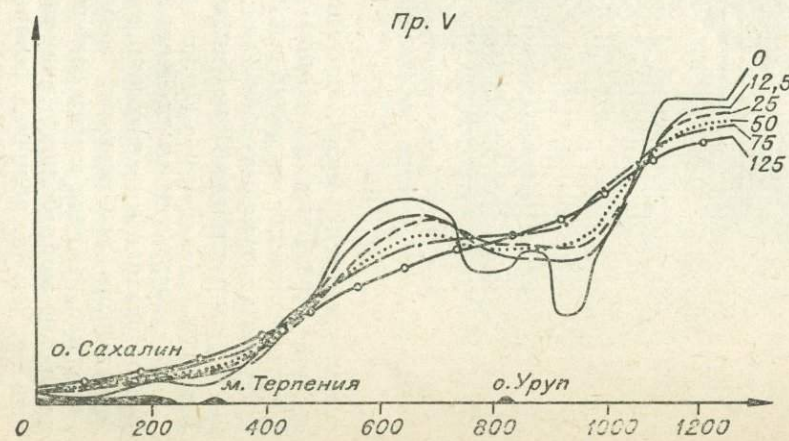
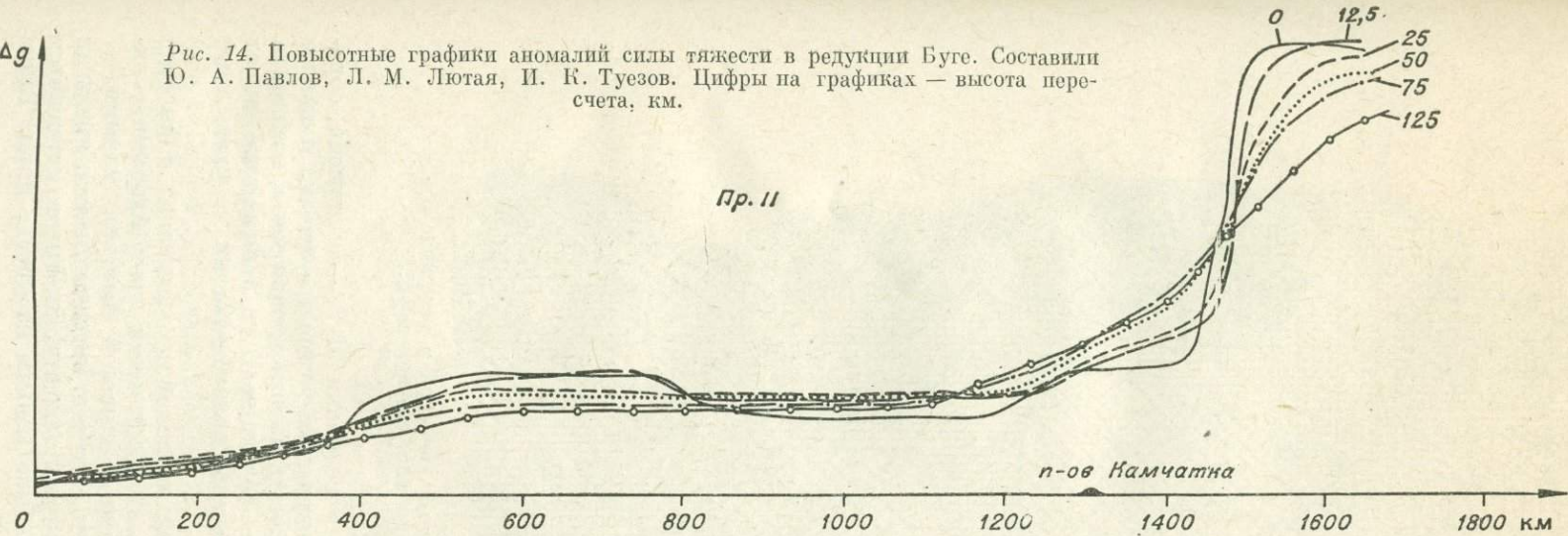


Рис. 13. Повысотные кривые гравитационных аномалий Фая вдоль профилей. Составили Ю. А. Павлов, Л. М. Лютая, И. К. Туезов. Цифры на графиках — высота пересчета, км.

Рис. 14. Повысотные графики аномалий силы тяжести в редукции Буге. Составили Ю. А. Павлов, Л. М. Лютая, И. К. Туезов. Цифры на графиках — высота пересчета, км.



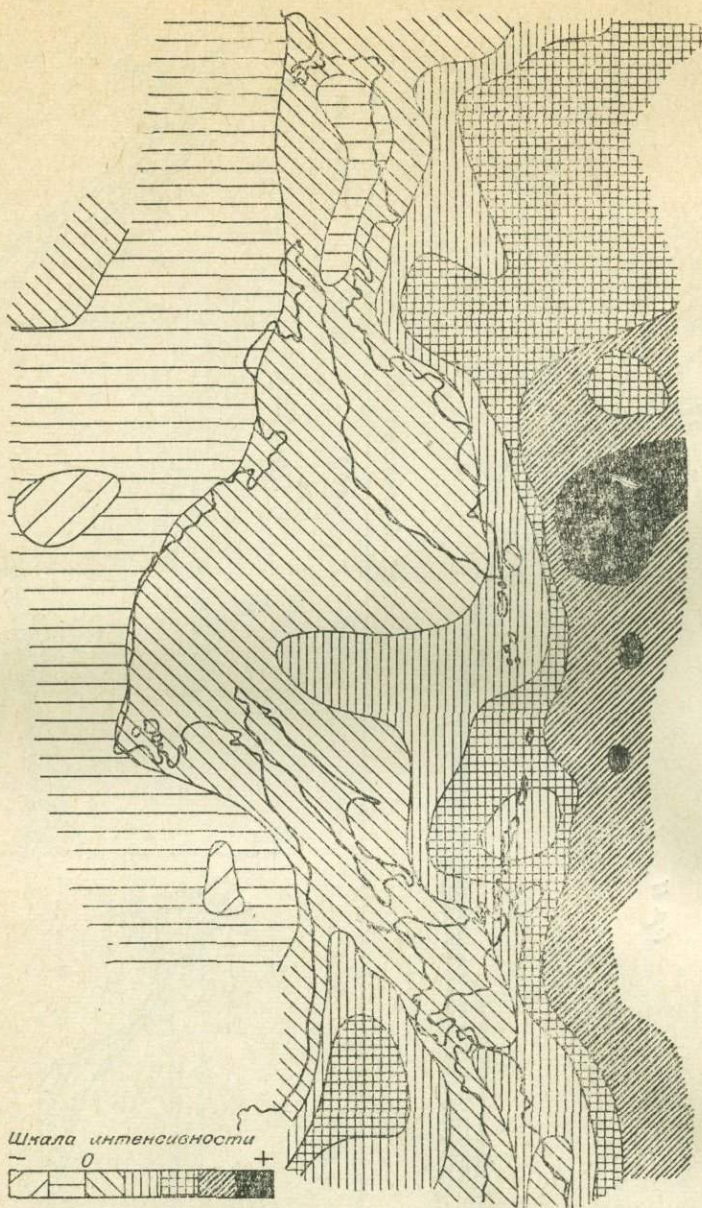


Рис. 15. Схема гравитационных аномалий в редукции Буге на высоте 12,5 км над уровнем моря.

вверх стремятся к нулю, аномалии в редукции Буге — к ступени, образуемой гравитационным «фоном» на участке материк — океан. Наиболее быстрое изменение аномалий наблюдается вблизи уровня моря, например, градиенты затухания аномалий в редукции Буге в интервале высот 0—12,5 км достигают 13 мгл/км, а в интервале 0—125 км не превышают 2 мгл/км.

В зависимости от особенностей аномалий их затухание с высотой бывает различным: аномалии, характеризующиеся значительными горизонтальными градиентами, затухают с высотой быстрее, малыми — медленнее. В связи с этим отмечаются случаи, когда аномалия, имеющая на уровне моря большее значение силы тяжести, на высоте становится меньше, чем та, величина которой была меньше на уровне моря. Такие

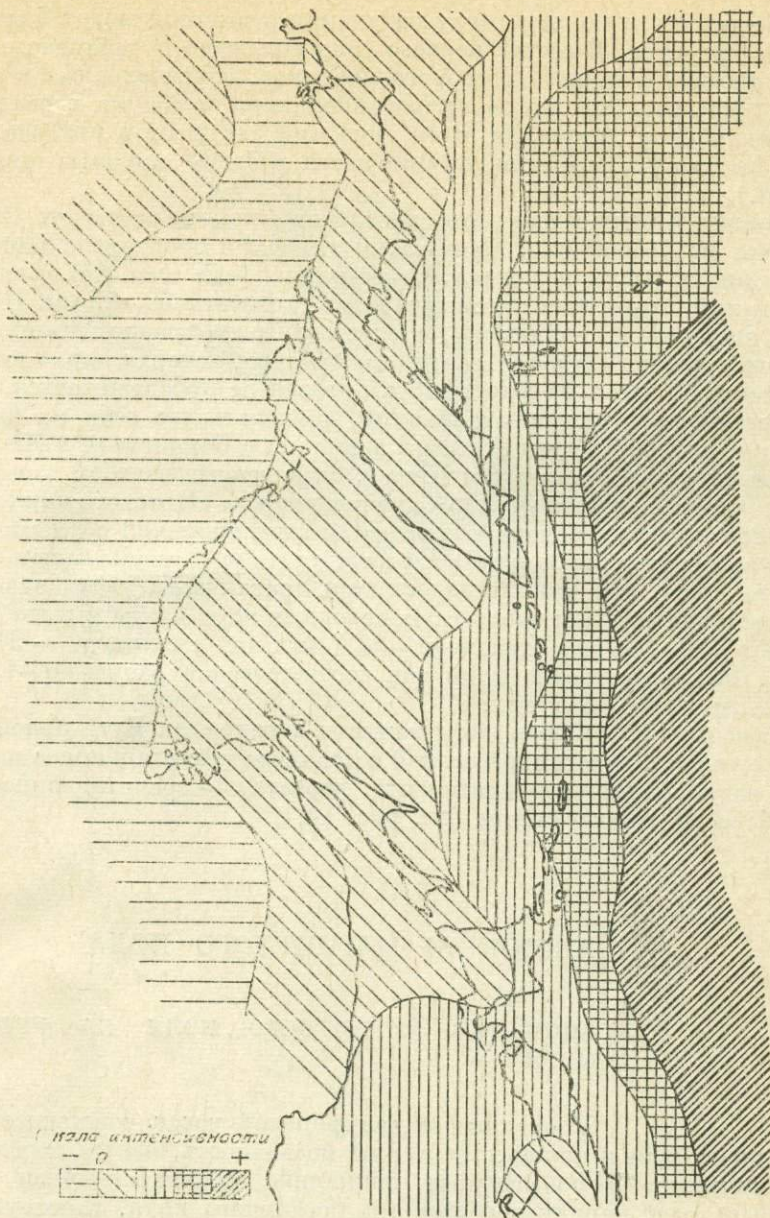


Рис. 16. Схема гравитационных аномалий в редукции Буге на высоте 125 км над уровнем моря. Составили Ю. А. Павлов, Г. Ф. Еремина, И. С. Павлова.

случаи зафиксированы в Курильской зоне, в северной части Охотского моря и в Южно-Охотской глубоководной впадине.

Аномалии Фая по характеру затухания с высотой можно разделить на два типа. К первому из них относятся описанные выше относительно мелкие аномалии, встречающиеся во всех районах зоны перехода вне островных дуг и глубоководных желобов. Они очень быстро затухают с высотой и, как правило, на высоте 12,5 км уже не прослеживаются. Второй тип объединяет аномалии, прослеживающиеся в пределах островных дуг и глубоководных желобов (см. рис. 13). Аномалии этого типа, несмотря на более быстрое их затухание по сравнению с аномалиями первого типа, выделяются до высоты 125 км.

Аномалии Буге по характеру затухания с высотой могут быть разделены на три типа. В состав первого типа включено подавляющее большинство аномалий первого и второго порядков, обусловленных в основном поведением кровли консолидированной коры и границ в осадочном сейсмическом слое. Аномалии этого типа или затухают в интервале высот от нуля до 12,5 км или суммируются в более крупные аномальные зоны.

Аномалии и аномальные зоны, прослеживающиеся на высоте 12,5 км, объединены во второй тип. Часть этих аномалий оконтурена замкнутыми изолиниями, часть выражена изгибом изоаномал (рис. 15). Большинство аномалий этого типа прослеживается до высоты 50—75 км. К этому же типу аномалий, по-видимому, следует относить гравитационную ступень вдоль западного берега Татарского пролива, которая плохо выражена на высоте 50 км, а на высоте 75 км совсем не прослеживается.

В третий тип включены аномалии, проявляющие себя на высотах 75—125 км (рис. 16). К ним отнесены аномалии в Беринговом и Японском морях, на островах Хоккайдо и Хонсю, выраженные изгибом изоаномал, и гравитационные ступени вдоль северного берега Охотского моря и глубоководных желобов. Основные изменения этих аномалий с высотой связаны с увеличением их ширины и соответственно с уменьшением градиента, в то время как амплитуда остается практически неизменной. Например, ширина ступени вдоль глубоководных желобов на высоте 125 км составляет 400—500 км, градиент — 0,4 мгл/км, амплитуда — 200 мгл (см. рис. 14), а на уровне моря они соответственно равны 50—150 км, 2—3 мгл/км и 160—240 мгл.

На высоте 125 км поле силы тяжести в редукции Буге приобретает вид моноклинали, основание которой составляет гравитационное поле восточной части Азиатского континента, вершину — гравитационное поле западной части Тихого океана (см. рис. 14, 16).

## АНОМАЛИИ МАГНИТНОГО ПОЛЯ

### АНОМАЛИИ МАГНИТНОГО ПОЛЯ НА УРОВНЕ МОРЯ

В отличие от материковой части советского Дальнего Востока, для которой характерны мозаичность, частое чередование зон пониженных и повышенных аномалий, их неправильная форма, в зоне перехода, наряду с областями мозаичного поля, заметную роль играют полосовые магнитные аномалии, прослеживающиеся подчас на протяжении нескольких тысяч километров (рис. 17) (Гайнанов, 1964а, б).

Описание магнитного поля зоны перехода начнем с южной части.

В магнитном поле Японского моря преобладают узкие (10—25 км) и сравнительно непротяженные (100—200 км) аномалии (Japanese National..., 1967; Yasui et al., 1967а; Красный, 1969, 1972). Исключение представляют аномалии к югу от Владивостока и вдоль восточного побережья Сихотэ-Алиня (рис. 18). Первая из них простирается на 300 км, вторая — на 800 км. Преимущественная ориентировка аномалий северо-восточная и только вблизи Северного Хонсю, Северного Хоккайдо и к югу от Приморья субмеридиональная, согласная с простирающим рельефа дна моря и геологических структур соседней суши.

Среди аномалий северо-восточного и субмеридионального простираний встречаются отдельные максимумы и минимумы, ортогональные по отношению к последним. Одна такая аномалия выделяется в юго-за-



Рис. 17. Схематизированная карта аномального магнитного поля ( $\Delta T$ ) северозападной части Тихоокеанского подвижного пояса. Составил М. Л. Красный при участии В. М. Воробьева, Е. В. Кочергина, И. К. Туезова, Р. А. Сарычевой с использованием материалов И. В. Беляева, В. Р. Иванова, И. И. Шапочки, С. В. Головки, Г. Ф. Понушковой, О. Н. Соловьева, Ю. М. Антонова, М. Л. Красного, В. М. Воробьева, Е. В. Кочергина, S. Uyeda, V. Vasquier, D. Hayes, I. Heirtzler, A. Malahoff, B. H. Erickson.

Изолинии ( $\Delta T$ )<sub>a</sub>, гамм: 1 — 100, 2 — +100, 3 — +300; 4 — графика ( $\Delta T$ )<sub>a</sub>.

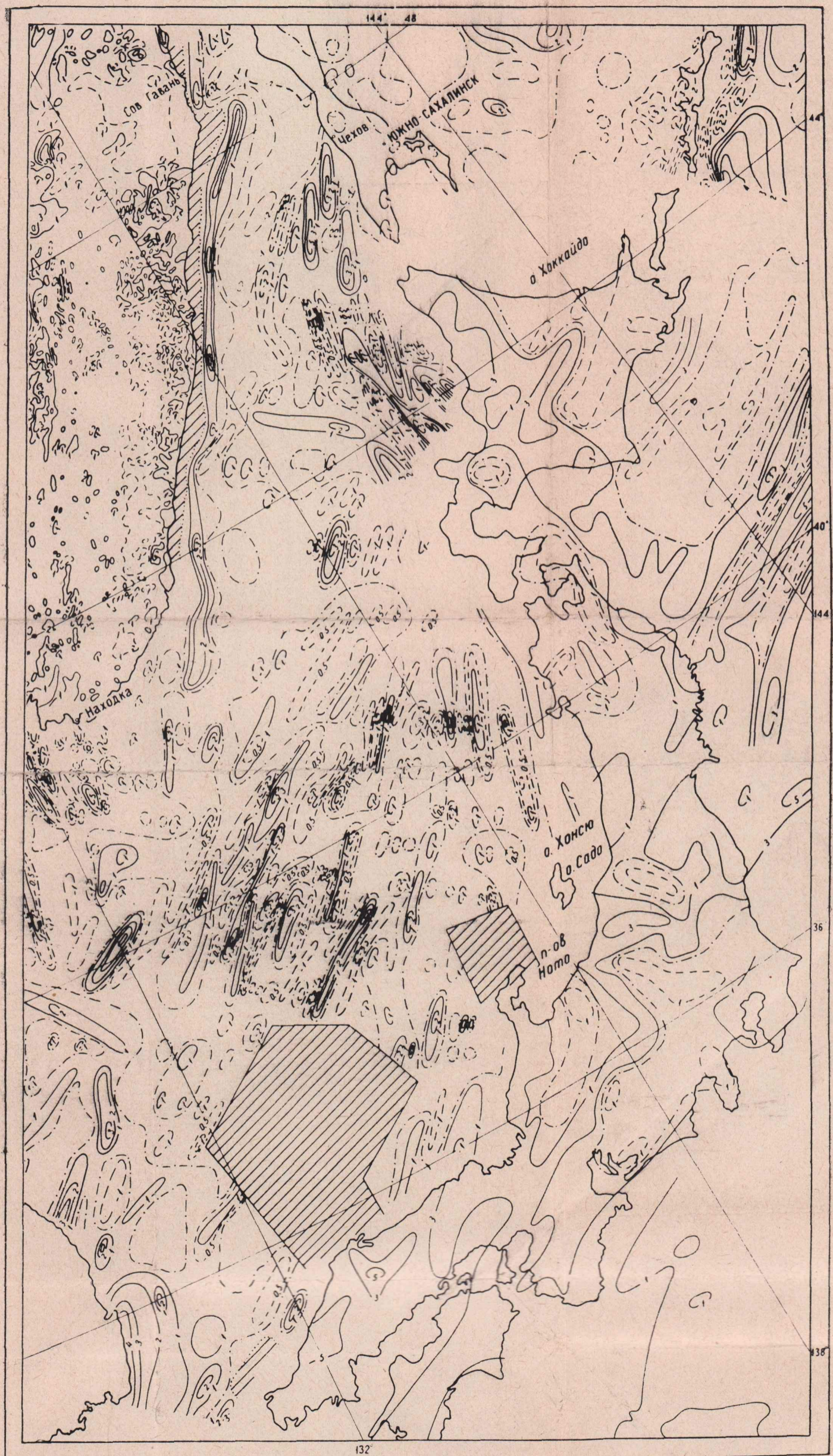


Рис. 18. Карта аномального магнитного поля Японского моря. Составил М. Л. Красный.

Сплошная линия — изодинамы положительных значений ( $\Delta T$ ); штриховая линия — изодинамы отрицательных значений ( $\Delta T$ ); штрихпунктирная — нулевая изодинама; заштрихованы участки со сложным магнитным полем.

падной части моря, вблизи восточного берега Кореи, вторая прослеживается в северной половине моря. По-видимому, обе они связаны с субширотными деформациями сдвигового типа.

В некоторых районах, например в южной части моря и вдоль восточного побережья Сихотэ-Алиния, магнитное поле имеет настолько сложный характер, что корреляция его особенностей от профиля к профилю не представляется возможной.

Результаты магнитной съемки в Японском море, проведенной японскими геофизиками (Yasui et al., 1967a), в целом подтверждают описанные выше материалы.

На банках Богорова и Ямато в результате проведения детальных (расстояние между профилями составляло 15—20 км) гидромагнитных исследований установлено наличие серии положительных аномалий амплитудой до 300—500 гамм, чередующихся с относительно пониженными аномалиями (Вержицкий, 1969; Васильев, Шевалдин, 1972). Магнитная восприимчивость поднятых на банке Ямато вулканогенных пород оказалась довольно высокой ( $800-1400 \cdot 10^{-6}$  СГСМ), а туффитов и туффесчанников — несколько меньшей (до  $310 \cdot 10^{-6}$  СГСМ). Расчеты глубин до магнитоактивных масс, проведенные на банке Богорова, показывают, что их верхние кромки совпадают с дном моря. Эти данные, а также характер аномалий и магнитная восприимчивость поднятых со дна моря пород, по-видимому, свидетельствуют о том, что та и другая возвышенности в значительной степени сложены вулканическими образованиями, чередующимися с осадочными породами. На банке Ямато наибольшие скопления последних можно ожидать на сводах хребтов, к которым приурочены относительно пониженные аномалии.

Первое, что отмечается при рассмотрении магнитной карты Японии — это чрезвычайная изменчивость простирания аномалий (см. рис 18). На юго-западе о. Хонсю они имеют северо-восточную ориентировку, в районе грабена Фосса-Магна — северо-западную, согласную с простиранием грабена. К северу от грабена вновь появляются северо-восточные простирания, которые на Северном Хонсю и Западном Хоккайдо меняются на меридиональные, согласные с простиранием геологических структур. На Восточном Хоккайдо, где структуры изменяют свое простирание на северо-восточное, магнитные аномалии также приобретают северо-восточную ориентировку.

Простирание магнитных аномалий Японии тесно связано с направлением геологических структур, а их интенсивность и знаки — с вещественным составом и возрастом пород. Так, докембрийским и палеозойским структурам Юго-Западной Японии, массивам Абукума и Китаками, палеозойскому хр. Хоккайдо в плане отвечает полоса относительно повышенных аномалий. С полосой развития неогеновых отложений на западе Северного Хонсю совпадают относительно пониженные аномалии. Глубинному разлому Фосса-Магна соответствует знакопеременное поле.

Остров Сахалин характеризуется пониженным магнитным полем, что обусловлено преобладанием в его разрезе слабomagнитных или немагнитных третичных и верхнемеловых многоэосинклинальных образований, магнитная восприимчивость которых, как сообщалось, не превышает  $40 \cdot 10^{-6}$  СГСМ. Отдельные локальные и протяженные аномалии, прослеживающиеся к востоку от Сахалина, связаны с интрузиями основных и ультраосновных пород, магнитная восприимчивость которых достигает  $7000 \cdot 10^{-6}$  СГСМ. В Восточно-Сахалинских горах встречаются уфы, магнитная восприимчивость которых равна 300—2500 единиц СГСМ.

На карте, опубликованной О. Н. Соловьевым и А. Г. Гайнановым (Соловьев, 1961; Гайнанов, Соловьев, 1963), видно, что Охотское море характеризуется относительно спокойным магнитным полем с амплитуда-

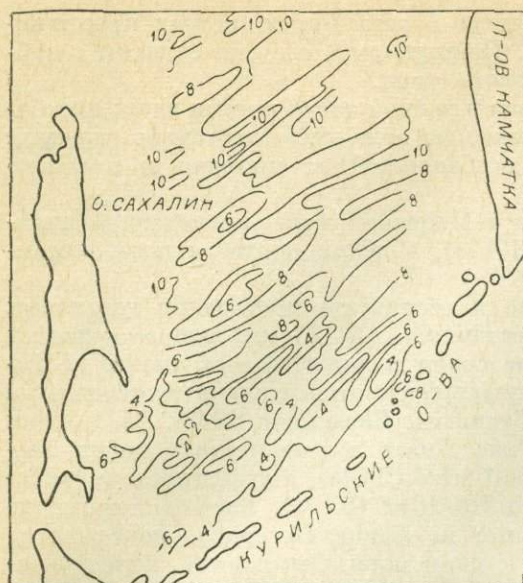


Рис. 19. Охотское море. Карта аномального магнитного поля (Yasui, Nagasaka et al., 1968). Оцифровка изолиний в сотнях гамм.

бой продолжение зоны магнитных аномалий Восточно-Сихотэ-Алиньского вулканического пояса.

В 1966—1967 гг. в Охотском море провели гидромагнитную съемку японские геофизики (Yasui et al., 1967b, 1968c). При сравнении карт О. Н. Соловьева и А. Г. Гайнанова и М. Ясуи и др. (рис. 19) обнаруживаются значительные расхождения. На карте М. Ясуи и др. все аномалии имеют линейную форму, вытянутую в северо-восточном направлении и характеризуются значительными градиентами. Протяженные максимумы северо-западного направления, закартированные к востоку от о. Сахалин О. Н. Соловьевым и А. Г. Гайнановым, на этой карте не обнаруживаются, хотя западный из профилей на карте М. Ясуи и др. эти аномалии пересекают. Возможными причинами этих расхождений могут быть: различный выбор нормального поля, недостаточная густота профилей при японских исследованиях (четыре профиля с расстояниями между ними около 150 км, см. рис. 3), не совсем удачное их расположение относительно аномалий северо-западного простирания и различная высота съемки (2000 м у О. Н. Соловьева и на уровне моря — у М. Ясуи и др.). Вместе с тем эти несоответствия должны послужить основанием для совместной обработки тех и других материалов и для проведения в этом районе дополнительных исследований.

Резко дифференцированное магнитное поле установлено гидромагнитной съемкой в Южно-Сахалинской глубоководной впадине (см. рис. 19), которой в отличие от аэромагнитной съемки (см. рис. 17) здесь прослежена серия узких протяженных аномалий интенсивностью до 100—300 гамм и ориентированных, как и впадина, в северо-восточном направлении.

В Курило-Камчатской зоне развиты наиболее протяженные магнитные аномалии зоны перехода (Гайнанов и др., 1968). Например, длина полосы положительных аномалий, протягивающейся от о. Хоккайдо на юге до Олюторского залива на севере, составляет около 3000 км при ширине 100—150 км. В пределах Курильских островов эта полоса аномалий совпадает с Малой грядой и хр. Витязя. На широте Южной Камчатки она испытывает резкий поворот и принимает по отношению к полуострову

ми аномалий, не превышающими в основном 100—200 гамм. Форма аномалий в центральной части моря преимущественно изометричная, по периферии — вытянутая. Увеличивается на периферии и напряженность поля. К востоку от о. Сахалин магнитные аномалии располагаются кулисообразно относительно друг друга. Южная из этих аномалий пересекает северный борт Южно-Охотской глубоководной впадины и прослеживается почти до ее центральной части. Под углом к глубоководной впадине располагается и другая положительная аномалия, простирающаяся от конца предыдущей по направлению к Южной Камчатке. Полоса положительных аномалий, прослеживающаяся к северу от о. Сахалин, по-видимому, представляет со-

ву кососекущее положение, совпадающее с простираем Начикинског<sup>о</sup> прогиба. В районе Средних Курильских островов и Южной Камчатк<sup>и</sup> эта аномальная полоса прерывается. На широте мыса Кронцког<sup>о</sup> со стороны Тихого океана на территорию Камчатки простирается положительная аномалия, пересекающая почти под прямым углом глубоководный желоб, материковый склон и шельфовую зону.

Вопросами геологического истолкования магнитных аномалий п-ова Камчатка подробно занимались В. И. Тихонов и Л. А. Ривош (Тихонов, Ривош, 1961; Ривош, 1963а). Они выделили несколько типов аномалий, связанных с вулканическими породами различного возраста: от палеозойского до четвертичного периодов. Аномалии имеют, как правило, положительный знак и группируются в протяженные полосы. Кроме вытупатых региональных аномалий встречаются локальные изометрические максимумы, связанные с молодыми конусовидными стратовулканами.

Проведенные расчеты показывают, что основные особенности Восточно-Курильской магнитной аномалии, являющейся частью этой региональной зоны, обусловлены базальтовым слоем земной коры (Тузев и др., 1970б).

В 1968 г. на Южных Курильских островах проведены гидромагнитные профили, отстоящие друг от друга в среднем на 100 км (Кочергин, 1970). Показано, что данные аэромагнитной и гидромагнитной съемок в целом хорошо соответствуют друг другу, за исключением того, что, как и следовало ожидать, на материалах последних выявляются большие детали, чем при аэромагнитных работах. Гидромагнитными исследованиями, в частности, показано, что наиболее дифференцированное поле в районе Южных Курильских островов характерно для Большой гряды, амплитуда аномалий в пределах которой достигает 1000 гамм, а градиент — 500 гамм/км при ширине аномалий около 8 км. Эти аномалии, по-видимому, связаны с областями распространения вулканических образований. Подтверждением этого являются результаты проведенных С. С. Снеговским и М. Л. Красным на Северных Курильских островах наземных магнитных съемок, во время которых над полями эффузивов были зафиксированы аномалии интенсивностью до 4000 гамм.

В западной части Тихого океана регистрируется серия полосовых магнитных аномалий северо-восточного простираения (см. рис. 17) значительной протяженности, шириной в среднем 25—75 км и интенсивностью в несколько сотен, нередко до 1000 гамм и более (Second Progress Report..., 1966; Present State of Japanese Investigation..., 1969).

#### ТРАНСФОРМАЦИЯ АНОМАЛИЙ МАГНИТНОГО ПОЛЯ ПРИ ПЕРЕСЧЕТЕ В ВЕРХНЕЕ ПОЛУПРОСТРАНСТВО

Аномалии магнитного поля зоны перехода, так же как и аномалии силы тяжести, при пересчете в верхнее полупространство очень быстро затухают (Кочергин и др., 1972). Если на высотах 0—50 км их градиент составляет 10 гамм/км, то на высотах 50—125 км он уменьшается до 0,5 гамм/км, т. е. основные изменения магнитного поля происходят на высотах от 0 до 50 км. Дальнейшее продолжение вверх существенных трансформаций в их характер не вносит.

Как и при пересчете вверх гравитационного поля, быстрее всего затухают мелкие аномалии, что наиболее существенно сказывается на характере магнитного поля Охотского и Японского морей. Если на уровне моря в пределах акваторий этих морей выделяется большое количество локальных аномалий, то уже на высоте 12,5 км прослеживаются только отдельные из них. Одновременно с этим в центральных частях обоих морей обособляются обширные зоны слабоинтенсивных (до 100 гамм) положительных аномалий. Зона таких аномалий в Охотском море окон:

турируется полосами отрицательных аномалий интенсивностью около 100 гамм. Особенно обширные полосы отрицательных аномалий прослеживаются в его прикамчатской части вдоль северного борта Южно-Охотской глубоководной впадины и на юге Курильской островной дуги.

Обширные зоны положительных магнитных аномалий интенсивностью до 300 гамм на уровне 12,5 км выделяются в Татарском проливе и к северу от о. Сахалин, а также к востоку от Южных и Северных Курильских островов. В районе Средних Курильских островов последние две зоны разделены областью пониженных (до +100 — —100 гамм) значений магнитного поля. К Северо-Курильской зоне положительных магнитных аномалий примыкает аналогичная область, расположенная к востоку от Южной Камчатки. С некоторым перерывом она продолжается в пределах Восточной Камчатки.

Основные аномальные зоны, сформировавшиеся на высоте 12,5 км, сохраняются и на больших высотах с той лишь разницей, что отдельные из них при этом увеличивают свою площадь, а другие распадаются на более мелкие зоны. Значительно увеличивается на этих высотах площадь слабо положительных аномалий в центральной части Охотского моря, которая захватывает также большую часть его глубоководной впадины. Зоны положительных магнитных аномалий в районе о. Сахалин, вдоль восточного борта Курильской дуги и к востоку от Южной Камчатки на высотах 25 и 50 км разделяются на отдельные более мелкие аномальные области. Зоны отрицательных магнитных аномалий на востоке Охотского моря и на юге Курильских островов на этих высотах в основном сохраняют свои контуры такими же, как и на уровне 12,5 км.

Сохранение до высоты 50 км и выше достаточно обширных зон положительных магнитных аномалий интенсивностью до 200 гамм и более вдоль Татарского пролива, к северу от о. Сахалин, к востоку от Северных Курильских островов и Южной Камчатки указывает, по-видимому, на скопление в земной коре этих районов пород с высокими магнитными свойствами. На большей части Охотского моря, где интенсивность магнитного поля на этих высотах относительно небольшая, земная кора, по-видимому, сложена менее магнитными породами. Еще более понижены магнитные свойства пород земной коры, очевидно, в восточной части Охотского моря, на Западной Камчатке и на южном фланге Курильской дуги, где начиная с высоты 12,5 км устойчиво прослеживаются отрицательные аномалии.

## СЕЙСМИЧНОСТЬ

Северо-западный сектор зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану входит в состав Тихоокеанского сейсмического пояса и характеризуется, как и пояс в целом, высоким уровнем сейсмической активности. По данным С. А. Федотова (1969) и И. Тамаки (Тамакі, 1964), здесь выделяется до 20% сейсмической энергии Земли. Последней на единицу площади в секторе приходится в 150 раз больше, чем в среднем по земному шару. Нередко происходят землетрясения предельной силы с магнитудой 8—8,5. Сильные землетрясения нередко сопровождаются цунами. Землетрясения здесь отмечаются на разных глубинных интервалах, вплоть до 700 км.

Как указывалось выше, землетрясения по глубине их очагов разделяются на мелкофокусные, промежуточные и глубокофокусные (рис. 20—22). Их распределение в пространстве зависит от сложного переплетения различных причин и факторов, главными из которых являются строение сейсмофокальной зоны, возраст структур, их тип, особенности тектонической и вулканической активности, характер разломов и др.

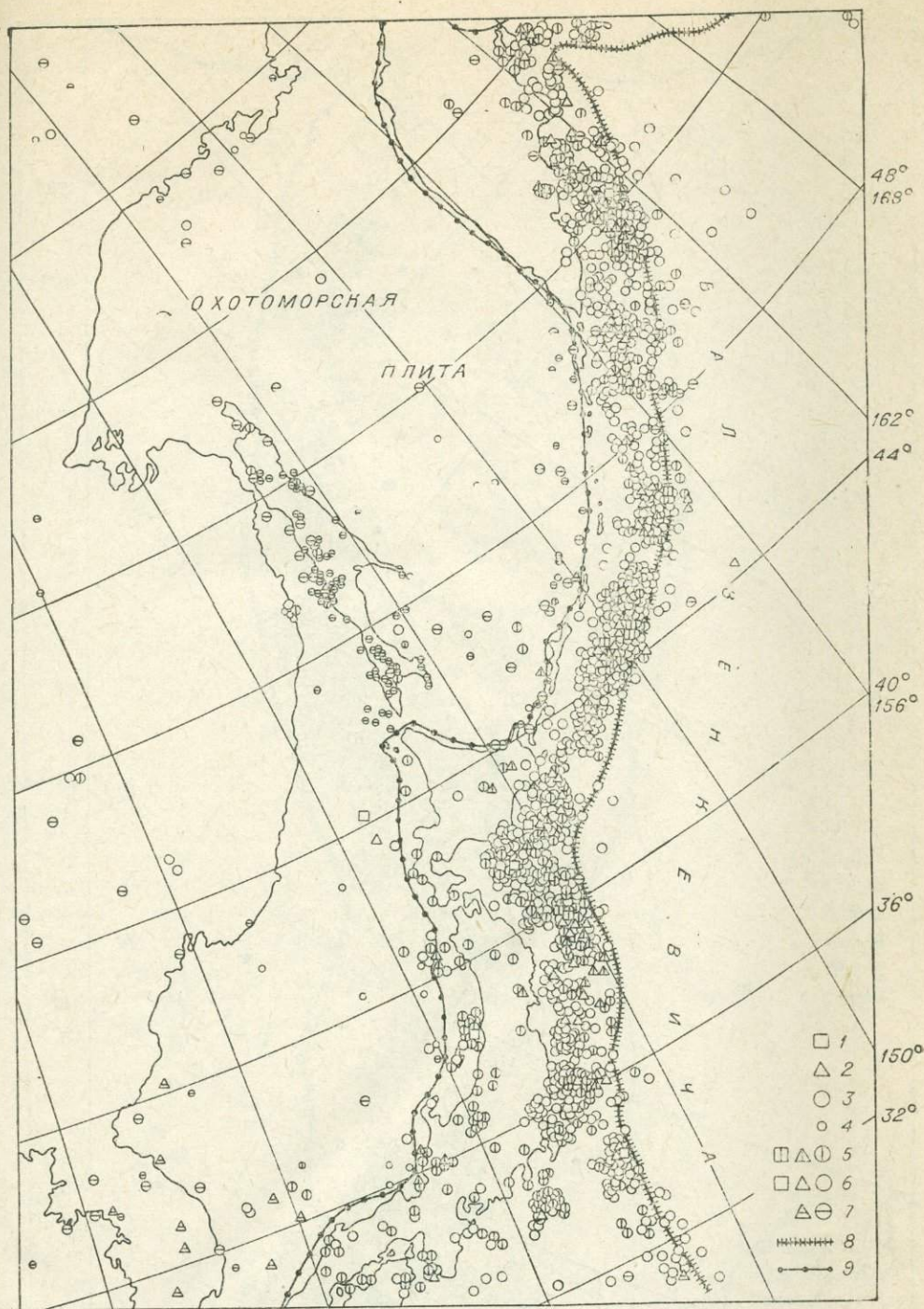


Рис. 20. Карта эпицентров мелкофокусных землетрясений ( $0 < H \leq 70$  км). Составил В. П. Семанин.

1—4 — классификация землетрясений по магнитуде: 1 —  $M \geq 7\frac{1}{2}$ ; 2 —  $6\frac{1}{2} \leq M < 7\frac{1}{2}$ ; 3 —  $5 \leq M < 6\frac{1}{2}$ ; 4 —  $4 \leq M < 5$ . 5—7 — классификация землетрясений по глубине: 5 —  $0 < H < 30$  км; 6 —  $30 < H \leq 70$  км; 7 — эпицентры мелкофокусных землетрясений ( $0 < H \leq 70$  км), глубина очага которых не определена; 8 — оси глубоководных желобов; 9 — границы областей, для которых эпицентры показаны за различные интервалы времени: для окраинных морей, прилегающей к ним части суши и о. Сахалин — с начала инструментальных наблюдений по 1968 г., для островных дуг, желобов и прилегающей части океана с 1951 по 1968 г.

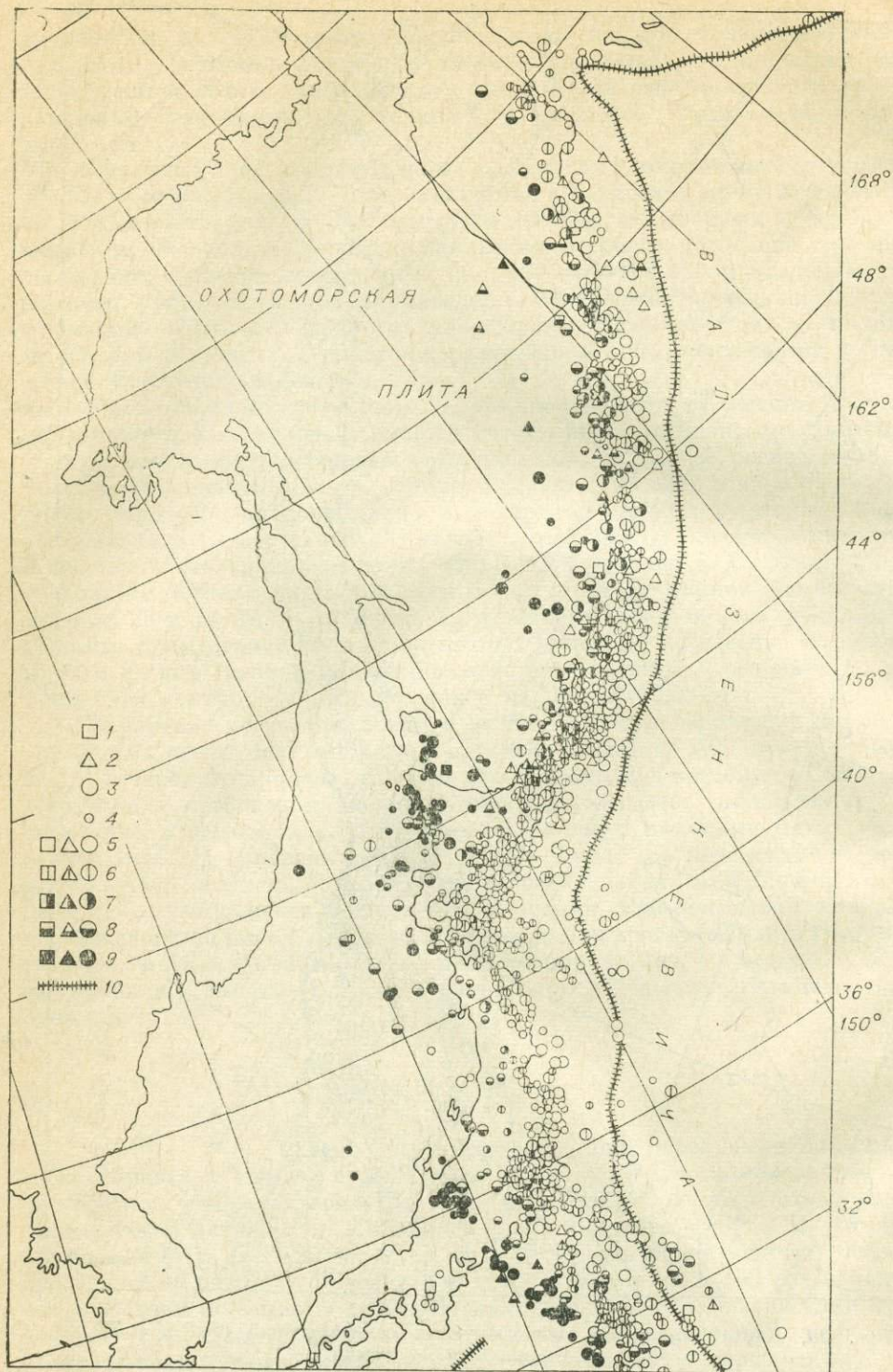


Рис. 21. Карта эпицентров промежуточных землетрясений ( $70 < H \leq 300$  км). Составил В. П. Семакин.

1—4 — см. рис. 20. 5—9 — классификация землетрясений по глубине: 5 —  $70 < H \leq 90$  км; 6 —  $90 \leq H \leq 120$  км; 7 —  $120 < H \leq 160$  км; 8 —  $160 < H \leq 220$  км; 9 —  $220 < H < 300$  км. 10 — оси глубинных боковых желобов.

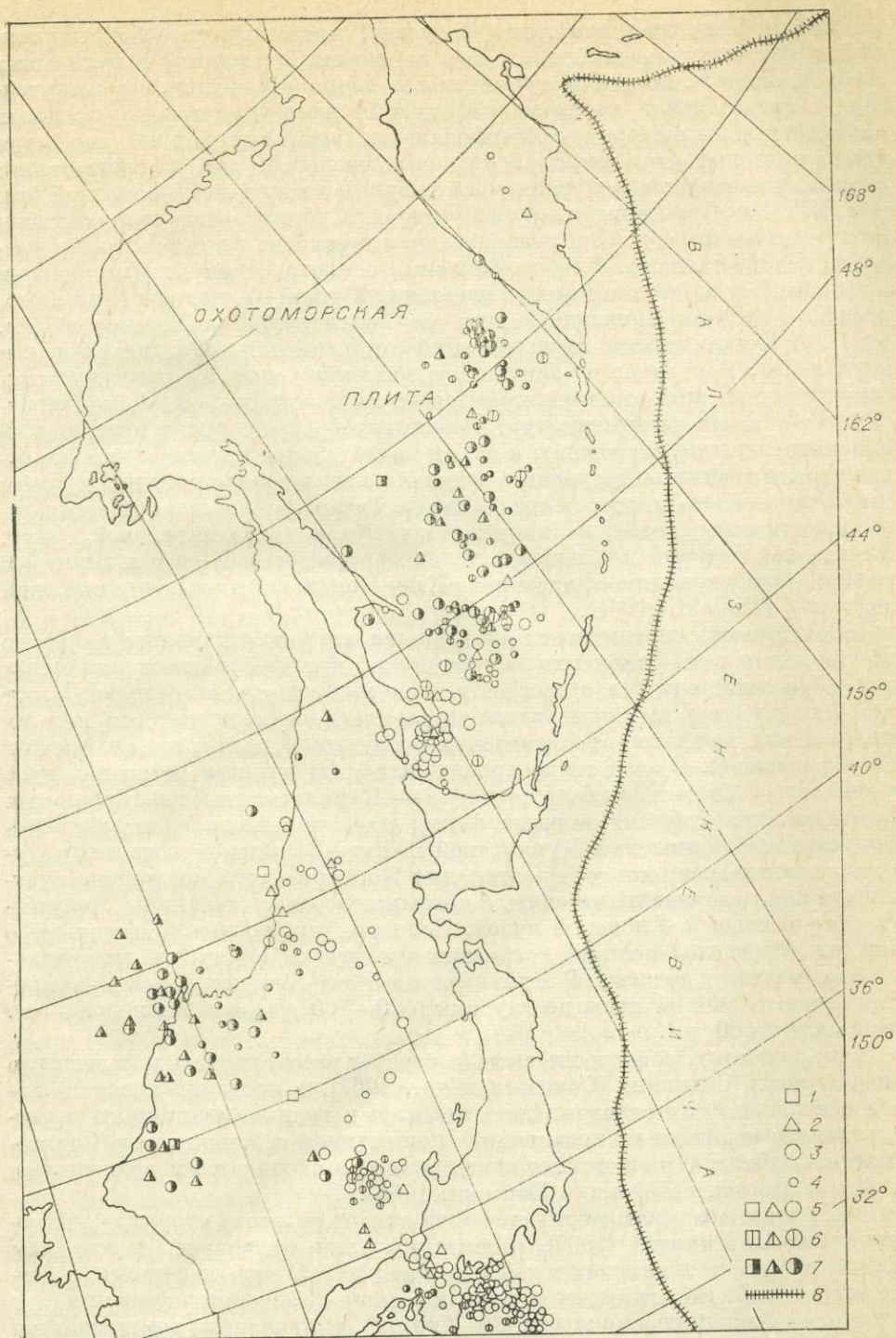


Рис. 22. Карта эпицентров глубокофокусных землетрясений ( $H \geq 300$  км). Составил В. П. Семакин.

1—4 — см. рис. 20. 5—7 — классификация землетрясений по глубине: 5— $300 < H \leq 370$  км; 6 —  $370 < H < 430$  км; 7 —  $H \geq 430$  км; 8 — оси глубоководных желобов.

Сейсмофокальная зона, как известно, представляет собой наклонный слой, погружающийся от Тихого океана в сторону окружающих его континентов. К ней приурочены все глубокофокусные, промежуточные и значительная часть мелкофокусных землетрясений. В пределах описываемой территории сейсмофокальная зона выходит на дно моря вдоль западных склонов глубоководных желобов, где, в соответствии с этим, размещается основная масса мелкофокусных землетрясений (см. рис. 20). Землетрясения с промежуточной глубиной очага тесно связаны с островными дугами. Они располагаются в основном под ними и их океаническими склонами. Глубокофокусные землетрясения вытягиваются в две полосы. Одна из них прослеживается от Южной Камчатки к Приморью, вторая — от Идзу-Бонинской дуги по направлению к Приморью (см. рис. 22). Здесь полосы землетрясений пересекаются, образуя сгущение эпицентров. В отличие от эпицентров мелкофокусных и промежуточных землетрясений, которые простираются преимущественно согласно направлению основных морфоструктур, полосы глубокофокусных землетрясений ориентированы по отношению к одним из них почти ортогонально, по отношению к другим — согласно. Северная из этих полос почти под прямым углом пересекает Охотское море, Сахалин, Татарский пролив и простирается практически согласно направлению Курильской островной дуги. Южная также почти под прямым углом пересекает о. Хонсю и Японское море и в то же время по отношению к Идзу-Бонинской дуге ориентирована согласно (Tamaki, 1961).

Зависимость сейсмичности от возраста структур наиболее наглядно проявляется при сравнении сейсмичности разновозрастных островных дуг. При этом следует оговориться, что под возрастом островных дуг здесь понимается не время заключительной фазы складчатости или их становления как геоморфологических сооружений, а возраст слагающих их образований. С этой точки зрения, наиболее древняя островная дуга в регионе — Японская и более молодые — Курильская и Идзу-Бонинская. По-видимому, отмеченные выше факты параллельности полос глубокофокусных землетрясений Курильской и Идзу-Бонинской островным дугам и их независимость от простираения Японской дуги следует рассматривать как указание на их связь с первыми и соответственно на отсутствие такой связи с Японской дугой. Если это так, то можно говорить о том, что в пределах молодых островных дуг этап сейсмичности значительно больше, чем у древних. В Курильской и Идзу-Бонинской дугах он простирается от земной коры до глубины 600—700 км, а в Японской — не превышает 300 км.

По-видимому, в этом же смысле следует рассматривать повышенную сейсмичность Сахалина (Соловьев и др., 1967), в пределах которого заключительная фаза складчатости относится к границе третичного и четвертичного периодов по сравнению с пониженной сейсмичностью Сихотэ-Алици, стабилизация которого связывается со складчатыми движениями в конце мезозоя (Тектоника Евразии, 1966).

К выводам о зависимости сейсмичности от возраста структур приходит также С. Миямура (1969), рассматривавший эти вопросы в основном для Японии и прилегающих к ней островных дуг. В качестве примеров молодых и наиболее активных в тектоническом отношении островных дуг с высоким этажом сейсмичности (30—700 км) он приводит упоминавшиеся выше Курильскую и Идзу-Бонинскую островные дуги. Как активную, но «относительно старую островную дугу» он рассматривает дугу Рюкю с этажом сейсмичности от 30 до 300 км. К такого же типа структурам он относит третичные орогенические пояса Сахалин — Хидака (о. Хоккайдо), а также пояса внешней и внутренней зон о. Хонсю, в пределах которых этап сейсмичности ограничен глубинами 20—40 км.

Зависимость сейсмичности от типа тектонической структуры можно рассматривать на примере, с одной стороны, Охотского и Японского

морей и, с другой, Сахалина, Японской и Курило-Камчатской островных дуг. Большая часть акватории Охотского моря обычно квалифицируется как платформенное сооружение (Тектоника Евразии, 1966) или как древний массив (Геологическое строение..., 1966; и др.), а Японского моря — как древний массив, испытавший погружение в неогене (Геологическое развитие..., 1968). Они относятся к числу асейсмичных зон или областей с сильно пониженной сейсмической активностью. Остров Сахалин, Японская и Курило-Камчатская островные дуги принадлежат к числу молодых складчатых областей (Курило-Камчатская дуга нередко рассматривается как область с незавершенным геосинклинальным развитием). По сравнению с Охотским и Японским морями их сейсмическая активность значительно повышена. Следует подчеркнуть, что здесь, в отличие от приведенных выше примеров, речь идет о сейсмичности вне сейсмофокальной зоны.

Тезис о зависимости сейсмичности от возраста структур и их тектонической принадлежности подтверждается также при рассмотрении сейсмической активности внешней зоны Юго-Западной Японии и ее северо-восточной части. Первая из них относится к числу наиболее древних зон Японии: в ее пределах обнажаются предположительно докембрийские образования. Сейсмичность этой зоны в основном связана с земной корой. Вторая зона по возрасту слагающих ее образований является более молодой. Землетрясения в ее пределах происходят не только в земной коре, но и в верхней мантии (Миямура, 1969).

К иным выводам о связи сейсмичности с возрастом структур пришел Е. М. Рудич (1962), который указывает, что «глубина очагов в целом увеличивается при движении от более молодых к более древним структурам зоны» (с. 233). С нашей точки зрения, это объясняется тем, что Е. М. Рудич не отделял сейсмичность сейсмофокальной зоны от сейсмичности вне ее, хотя это необходимо делать, так как природа их совершенно различна. Например, вряд ли можно связывать формирование структур восточной части Азиатского материка со структурами сейсмофокальной зоны, так как те и другие отделены друг от друга асейсмичной толщей верхней мантии и земной коры мощностью до 700 км и, по-видимому, совершенно очевидна, как говорилось выше, связь с сейсмичностью фокальной зоны землетрясений островных дуг.

Сейсмическая активность обнаруживает тесную связь с локальными особенностями современного тектонического режима и характером разломов. Этим объясняется повышенная сейсмичность полуостровов Восточной Камчатки и прилегающих к ним районов, осложненных новообразованной, поперечной по отношению к основным структурам этой части Камчатки системой горстов и грабенов (Горячев, 1966; Федотов, 1966). При этом отмечается, что наибольшее количество очагов землетрясений в пределах этой зоны регистрируется вдоль разломов на границах указанных горстов и грабенов. Повышенная сейсмическая активность земной коры связана с кайнозойским грабеном Фосса-Магна, отделяющим Юго-Западную Японию от Северо-Восточной и ориентированным по отношению к основным структурам Японии, так же как грабены и горсты Восточной Камчатки, под значительным углом. Связь землетрясений с поперечными по отношению к дуге разломами отмечается в пределах Курильской зоны (Атлас..., 1967).

Прямая связь между сейсмической активностью и темпами новейших движений устанавливается на Сахалине: районам с наивысшими отметками рельефа здесь соответствует повышенная сейсмичность и, наоборот, с участками относительного прогибания связаны минимумы активности. Отмечается также связь сейсмичности с темпами осадконакопления: районы наибольшего прогибания в мезозойско-кайнозойское время отчетливо коррелируются с повышенной сейсмической активностью, а участки со-

кращенной мощности этих отложений совпадают с ее положением. В земной коре о. Сахалин прослеживается ряд сейсмоактивных разломов, например по западному борту Лютогской депрессии, между Сусунайским хребтом и Сусунайской впадиной и др. (Соловьев и др., 1967).

Нельзя не обратить внимания на связь сейсмичности с вулканической активностью. В общем случае эта связь проявляется в уменьшении числа землетрясений вплоть до их исчезновения под наиболее активными вулканами или группами вулканов. Такие явления отмечены, например, на Восточной Камчатке, под целым рядом вулканов которой на глубинах 70—160 км обнаружены асейсмичные области (Горельчик, Фарберов, 1971).

Наряду с описанными выше примерами связи сейсмичности с теми или иными сторонами приповерхностного геологического строения или тектонического режима имеются такие случаи, когда те или иные особенности сейсмичности не находят видимого объяснения в геологическом строении соответствующих районов. В качестве примера можно сослаться на Сахалин и Западную Камчатку, которые сходны по геологическому строению, но значительно отличаются по сейсмической активности: в пределах первого она, как отмечалось, повышена, а во второй значительно понижена. Не находят отчетливого объяснения в приповерхностном геологическом строении максимумы сейсмической активности на юге Курильской зоны и на о. Хоккайдо, изменения ее этажности от 50—60 км на Камчатке до 250—300 км на о. Хоккайдо (Марков и др., 1967) и т. д. Причина этого, по-видимому, кроется или в недостаточной изученности приповерхностного геологического строения, или в том, что изменения физического состояния недр, с которыми связаны вариации сейсмического режима, не проявились в строении верхних частей земной коры.

## ТЕПЛОВОЙ ПОТОК

По подсчетам Б. Г. Поляка и Я. Б. Смирнова (Поляк, Смирнов, 1968; Смирнов, 1968), проанализировавших 2000 определений теплового потока, средние его значения для континентов, океанов и Земли в целом равны соответственно 1,17; 1,19 и 1,18 мккал/см<sup>2</sup>·с ± 10%.

Северо-западному сектору зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану в целом соответствует поле повышенных значений теплового потока, близких к 2,0 мккал/см<sup>2</sup>·с (Веселов, Туезов, 1972; Ясуи и др., 1972), в то время как в восточной части Азиатского материка (советский Дальний Восток, Корея), а также в западной части Тихого океана они колеблются около 1,0 мккал/см<sup>2</sup>·с (рис. 23). Другой особенностью поля теплового потока зоны перехода является его значительная контрастность.

Внутри сектора повышенными значениями теплового потока (2,05—2,22 мккал/см<sup>2</sup>·с) характеризуются Охотское и Японское моря (Yasui et al., 1968a, 1969), в составе этих морей — их глубоководные впадины (более 2,5 мккал/см<sup>2</sup>·с). Аналогичная картина наблюдается в других окраинных восточноазиатских морях. Высокие значения теплового потока зафиксированы также в некоторых районах центральной части Охотского моря. Возвышенностям и хребтам окраинных морей Восточной Азии (банка Ямато, возвышенность Бородино, хр. Ширшова) присущи относительно пониженные аномалии (до 1,0—2,0 мккал/см<sup>2</sup>·с). Сложное поле наблюдается в пределах островных дуг (Uyeda et al., 1958; Nogai, Uyeda, 1960; Simmons, Nogai, 1968). Курильские острова, северная часть Японской дуги и архипелаг Кюсю в поле теплового потока не отражаются. Над ними фиксируются ступени, образованные соседними с запада и востока аномалиями теплового потока (Соинов и др., 1972). Переменное



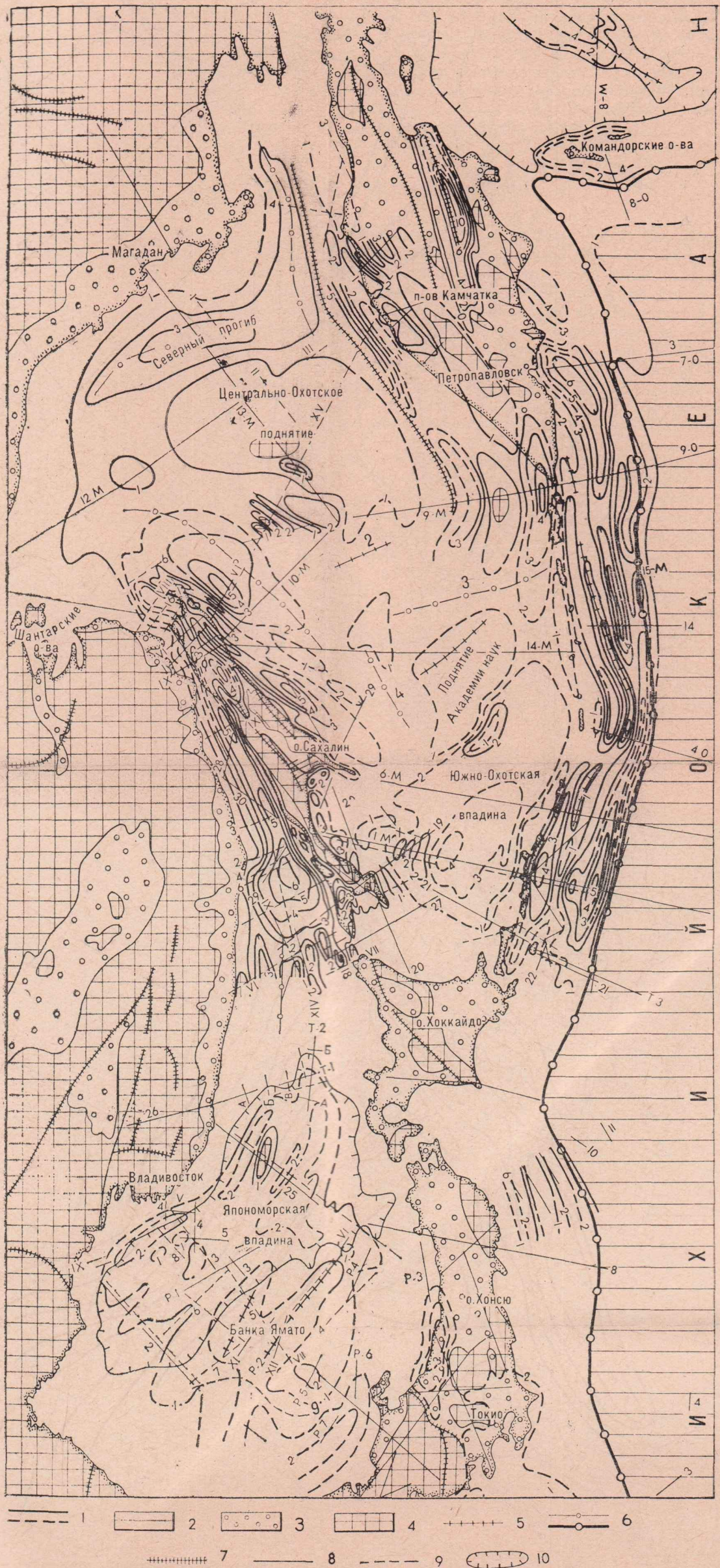


Рис. 29. Схема мощности верхней толщи осадочного слоя ( $V=1,6-4,5$  км/с). Составил И.К. Туе-зов по материалам ИФЗ, ИО, СахКНИИ, ТГЭ ВНИИМоргео, СахГУ, КамГУ, японских исследователей. 1 — изопакеты, км; 2 — мощность осадков менее 1 км; 3 — районы развития осадков верхней толщи на суше; 4 — районы отсутствия толщи; 5, 6 — осевые линии основных геоморфологических элементов: 5 — положительные, 6 — отрицательные; 7 — главные глубинные разломы; 8, 9 — сейсмические профили метода; 8 — преломленных волн, 9 — отраженных волн; 10 — контуры глубоководных впадин.

поле отмечается в пределах Идзу-Бонинской дуги, на юго-западе Японии и на Камчатке. Значения потока в островных дугах колеблются в среднем от 1,0 до 2,0, иногда до 2,5 мккал/см<sup>2</sup>·с. Для глубоководных желобов характерен устойчиво пониженный поток (в среднем менее 1,0 мккал/см<sup>2</sup>·с).

В пределах Японии и Сахалина устанавливается определенная зависимость повышенных аномалий теплового потока с зонами кайнозойского вулканизма. В отличие от зон кайнозойского вулканизма с районами распространения современных вулканов кондуктивный тепловой поток отчетливых связей не обнаруживает. На Курильских островах, в Северо-Восточном Хонсю, на дуге Кюсю, где прослеживаются полосы современных вулканов, поле кондуктивного теплового потока образует ступени. Каких-либо его всплесков, связанных с зонами действующих вулканов, не зафиксировано. Отсутствуют соответствующие аномалии на о. Хоккайдо и в пределах Идзу-Бонинской дуги. Однако, если учесть конвективную часть теплового потока, то его общее значение в пределах островных дуг может достигать больших величин. Например, по подсчетам Б. Г. Поляка (1966), общая величина теплового потока на Восточной Камчатке составляет 8,0 мккал/см<sup>2</sup>·с.

При анализе значений теплового потока в складчатых зонах различных циклов консолидации наблюдается следующая картина. В пределах древнего массива Корейского полуострова среднее значение потока равно 1,4 мккал/см<sup>2</sup>·с (Mizutani et al., 1970), в палеозойской складчатой области внутренней зоны Юго-Западной Японии — 1,86 мккал/см<sup>2</sup>·с, в мезозойской складчатой системе Сихотэ-Алиня — 1,06 мккал/см<sup>2</sup>·с, в кайнозойских зонах Сахалина и Хоккайдо — 1,02 и 1,65 мккал/см<sup>2</sup>·с, в мезокайнозойских прогибах внешней зоны Японии и Южной Кореи соответственно 2,20 и 2,10 мккал/см<sup>2</sup>·с, в кайнозойском грабене Фосса-Магна — более 2,0 мккал/см<sup>2</sup>·с.

Таким образом, в отличие от континентов, минимальные значения теплового потока в зоне перехода и прилегающей к нему части материка свойственны не докембрийским структурам, а мезозойским и кайнозойским складчатым провинциям. Создается впечатление, что одним из важных факторов, определяющих формирование геотермического поля Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода, является не остывание недр и соответственно затухание теплового потока с увеличением возраста складчатости, а возникновение новых геотермических зон по мере тектонической активизации тех или иных его районов (грабен Фосса-Магна, мезозойско-кайнозойский прогиб Южной Кореи, Восточная Камчатка и др.). Новые геотермические поля накладываются на старые и, по-видимому, искажают их. Например, грабен Фосса-Магна наложился на палеозойские структуры о. Хонсю, соответственно исказив поле пониженного теплового потока, которое, по-видимому, установилось здесь, судя по его значениям к северу и к югу от грабена, к началу формирования последнего. Другим примером является о. Хоккайдо, где в результате пересечения Сахалино-Хоккайдской и Курильской тектонических провинций и связанных с ними геотемпературных полей сформировалось сложное интерференционное поле.

Высокая тектоническая активность северо-западного сектора зоны перехода в кайнозойскую эпоху обуславливает и большую контрастность поля теплового потока здесь, наличие высоких его аномалий в районах, по ряду геофизических и геологических признаков относящихся к числу стабилизированных в тектоническом отношении областей. В качестве примера можно привести центральную и северную части Охотского моря, которые квалифицируются как принадлежащие к эпипалеозойской плите и в пределах которых зафиксирован ряд интенсивных (до 3,0—4,0 мккал/см<sup>2</sup>·с) аномалий теплового потока.

## О СООТНОШЕНИИ АНОМАЛИЙ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ

### СООТНОШЕНИЕ ГРАВИТАЦИОННЫХ И МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ

Простирания осей гравитационных и магнитных аномалий в большинстве районов хорошо согласуются друг с другом (рис. 24). Исключением являются участки Японского и Курило-Камчатского глубоководных желобов в районах, прилегающих к северо-восточной части о. Хонсю и к Средним Курильским островам. В первом из них гравитационные аномалии ориентированы в северо-восточном направлении, параллельно оси желоба, а магнитные — в субширотном. Во втором районе, наоборот, параллельно оси желоба направлены магнитные аномалии, а гравитационный максимум, соответствующий валу Зенкевича, резко поворачивая здесь в северном направлении, пересекает магнитные аномалии.

Если простирания осей гравитационных и магнитных аномалий в целом согласуются друг с другом, то этого нельзя сказать относительно их соответствия в плане. Совпадения аномалий друг с другом в плане не наблюдаются только в отдельных случаях, однако сочетания их знаков при этом бывают разнообразными. К числу районов и структур, в которых гравитационные и магнитные аномалии совпадают друг с другом, относятся Сихотэ-Алинь и Сахалин, где сочетаются между собой относительно пониженные и гравитационные, и магнитные аномалии; Юго-Западный Хонсю, Камчатка и массивы древних пород, в пределах которых с минимумами силы тяжести совпадают магнитные максимумы; полосы вдоль берега материка и глубоководных желобов, где гравитационные ступени с некоторыми перерывами и смещениями сопровождаются полосами положительных магнитных аномалий и др. В то же время таким отчетливым аномалиям силы тяжести, каковыми являются максимумы в глубоководных впадинах Охотского, Японского морей и в центральной части первого из них, отвечает относительно спокойное магнитное поле, осложненное локальными максимумами и минимумами.

В каждом конкретном случае соотношения гравитационных и магнитных аномалий имеют свои объяснения. Так, упоминаемые выше гравитационные ступени связаны, как отмечалось, с перемещением по глубинным разломам слоев земной коры и поверхности Мохоровичича, а сопровождающие их магнитные максимумы — с проникновением по этим разломам в земную кору магматических расплавов. Минимумы силы тяжести и магнитного поля в Сихотэ-Алине и на Сахалине связаны, с одной стороны, с увеличением в их пределах мощности земной коры и, с другой, с преобладанием в разрезе верхней части последней немагнитных разностей пород. Относительно возможных причин сочетания рассматриваемых геофизических полей в пределах древних массивов говорилось выше. В общем же следует отметить, что различные сочетания аномалий силы тяжести и магнитного поля свидетельствуют о разнообразии глубинных объектов с точки зрения их плотностных и магнитных свойств.

### СВЯЗЬ СЕЙСМИЧНОСТИ С ВУЛКАНИЗМОМ И АНОМАЛИЯМИ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ

В наиболее общем виде связь вулканизма с сейсмичностью проявляется в том, что подавляющее большинство современных вулканов в Курило-Камчатской, Японской и прилегающих к ним с юга островных дугах приурочено к районам с глубиной очагов землетрясений 100—200 км. На Командорских же островах, как указывает С. А. Федотов (1966), где нет четвертичных вулканов, нет и землетрясений с очагами

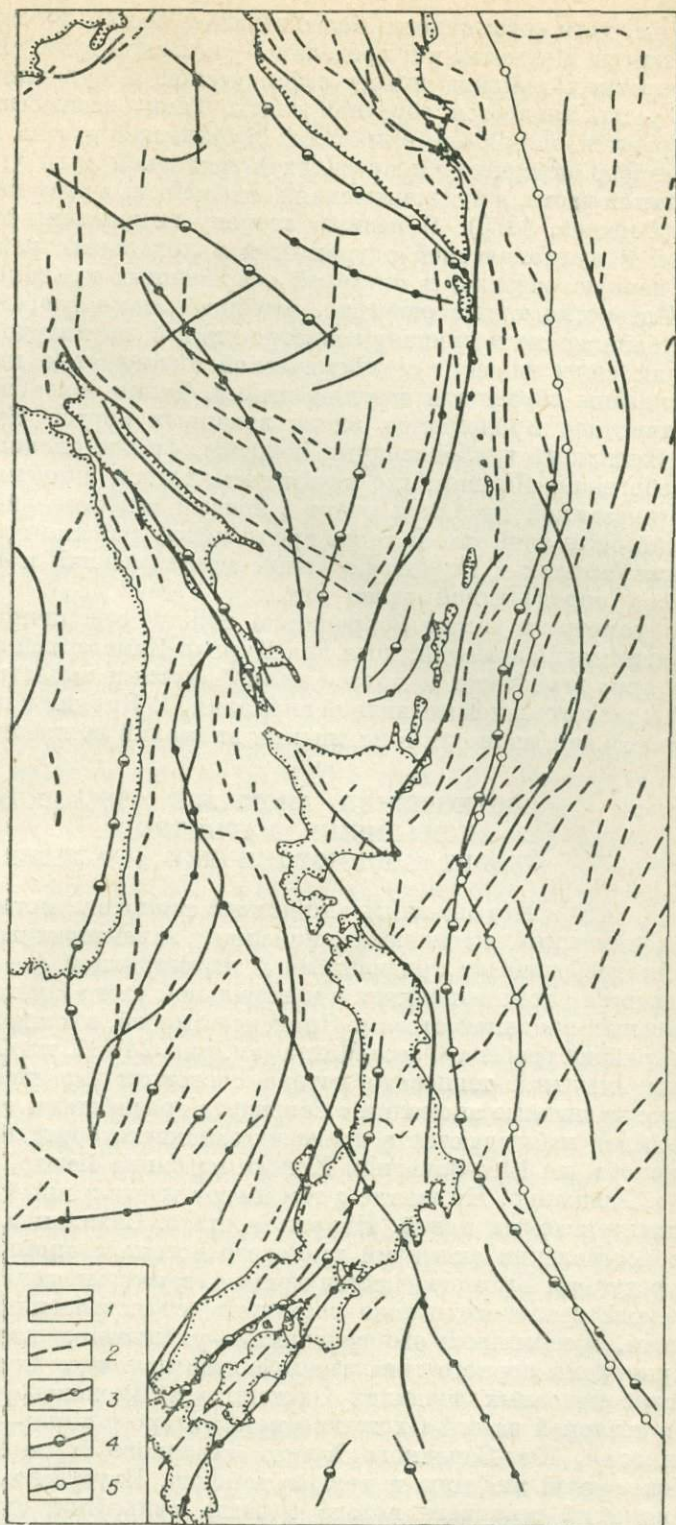


Рис. 24. Схема сопоставления аномалий гравитационных, магнитных, тепловых полей. Составил И. К. Туезов.  
 Оси аномалий: 1 — относительно повышенных гравитационных; 2 — положительных магнитных; 3, 4 — теплового потока: 3 — повышенного, 4 — пониженного; 5 — оси глубоководных желобов.

глубже 100 км, хотя сейсмичность более высоких частей литосферы столь же высока, как на Камчатке и в пределах Курильской дуги. При рассмотрении конкретных районов между сейсмической и вулканической активностями устанавливается обратная связь. Такие взаимосвязи между ними фиксируются, например, в пределах Курильской дуги и на Камчатке. Сейсмическая активность в пределах Курильской дуги уменьшается к ее центральной части, а вулканическая деятельность в этом направлении возрастает (Горячев, 1966). В разную сторону направлены экстремумы сейсмической и вулканической активностей в локальных районах Камчатки и, в первую очередь, в пределах современных вулканов и групп вулканов. Интересно также отметить, что под зонами современного активного вулканизма не возникает землетрясений с магнитудой более 5.

Аномалии силы тяжести с сейсмической активностью на глубинах до 70 км связаны обратными соотношениями. Такая связь между ними наиболее отчетливо проявляется вдоль западных бортов Курило-Камчатского и Японского глубоководных желобов, филиппинского и япономорского побережий Японии, где сочетаются полосы эпицентров землетрясений с указанной глубиной очага с зонами относительно пониженных аномалий силы тяжести. В то же время между районами распространения промежуточных и глубокофокусных землетрясений и аномалиями силы тяжести определенной связи нет.

Трудно усмотреть также корреляцию между сейсмичностью и характером магнитных аномалий, хотя для Курило-Камчатской зоны можно говорить о приуроченности к полосе мелкофокусных землетрясений региональной положительной магнитной аномалии. В Японии и на Сахалине такие сочетания сейсмичности и магнитных аномалий не наблюдаются.

#### СООТНОШЕНИЕ АНОМАЛИЙ ТЕПЛОвого ПОТОКА С АНОМАЛИЯМИ МАГНИТНОГО, ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЕЙ И СЕЙСМИЧНОСТЬЮ

Повышенным аномалиям теплового потока в целом отвечают пониженные магнитные аномалии, характеризующиеся преимущественно небольшими градиентами и изометричной формой. Такие взаимоотношения устанавливаются в центральной части Охотского моря, в глубоководных впадинах этого и Японского морей, в южной части последнего, в районе грабена Фосса-Магна (см. рис. 24). И, наоборот, зонам пониженных значений теплового потока соответствуют повышенные и протяженные магнитные аномалии с большими градиентами поля. Подобные взаимосвязи наблюдаются в пределах западного борта Курило-Камчатского желоба, на Юго-Западном Хонсю, на банке Ямато, в центральной части о. Хоккайдо. Но вместе с тем имеют место и иные взаимоотношения рассматриваемых полей. Например, на о. Сахалин и др.

При сопоставлении аномалий теплового потока с аномалиями силы тяжести в редукции Буге отмечаются прямые взаимоотношения: повышенным значениям теплового потока соответствуют повышенные аномалии силы тяжести, пониженным его величинам — уменьшение последних (см. рис. 7). Примерами первого типа взаимосвязей являются поля этих аномалий в глубоководных впадинах Охотского и Японского морей, центральной и северной частей Охотского моря; второго типа — поля Сахалина, Приморья, Юго-Западного Хонсю, северного борта Южно-Охотской глубоководной впадины и других районов. Интересна связь пониженных аномалий теплового потока с очень рельефной отрицательной аномалией в редукции Фая в районе глубоководных желобов.

При сопоставлении теплового потока с сейсмичностью следует отметить соответствие пониженных его значений поясу активной сейсмичности в районе глубоководных желобов и повышенных — асейсмичной области сейсмофокальной зоны в Южно-Охотской глубоководной впадине.

## СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ ПО МАТЕРИАЛАМ РЕГИОНАЛЬНЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

### ОСАДОЧНЫЙ СЛОЙ

#### СТРОЕНИЕ ВЕРХНЕЙ И НИЖНЕЙ ТОЛЩ ОСАДОЧНОГО СЛОЯ ПО РЕГИОНАМ

##### *Японское море*

Осадочный сейсмический слой в Японском море представлен в основном его верхней толщей со средними скоростями около 2,0 км/с и мощностью в глубоководных впадинах 1,5—2,0 км (рис. 25) (Андреева, Удинцев, 1958; Сысоев и др., 1958; Непрочнов и др., 1964; Ковылин и др., 1965, 1966, 1971, 1972; Милашин и др., 1968; Береснев, Ковылин, 1969б, 1970; Japanese National..., 1967). Сложена верхняя часть слоя разнородными песками, гравием с галькой, в глубоководных впадинах—алевритовыми и алеврито-глинистыми илами.

По характеру отражающих границ осадочная толща Японского моря разделяется на два комплекса. Верхний из них насыщен большим (до 8—10) количеством отражающих границ протяженностью 10 км и более и имеет мощность до 1000 м (рис. 26). Количество отражающих площадок в нижнем комплексе сокращается до 3—5, уменьшается, как правило, и их протяженность. Мощность его сравнима с мощностью верхнего комплекса. Отражающие границы обоих комплексов залегают в основном горизонтально и субпараллельно друг другу и лишь в нижней части второго комплекса и вблизи материкового склона они наклонены.

Поверхность фундамента, являющаяся опорным отражающим горизонтом, характеризуется резко расчлененным рельефом. Структуры, образуемые ею, имеют в основном вытянутую форму и ориентированы в северо-восточном направлении согласно друг другу и простиранию основных геоморфологических элементов моря (см. рис. 25). Протяженность отдельных поднятий и прогибов весьма разнообразная: от 50 до 250 км при ширине в среднем 50 км. Амплитуды их изменяются от нескольких сотен метров до 0,1—1,5 км. Отдельные структуры группируются в складчатые линии и полосы, протягивающиеся, как правило, через всю впадину.

На северной и южной возвышенностях Ямато мощность осадочного слоя сильно сокращена, а местами он, по-видимому, отсутствует. В разделяющем эти возвышенности прогибе его мощность составляет 0,7 км при скорости 2,0 км/с.

Описанная схема строения осадочного чехла Японского моря во многом сходна с опубликованной В. М. Ковылиным и Р. Б. Шаяхметовым (1972). От нашей она отличается тем, что на ней, наряду с линейными структурами, очень развиты изометричные формы. Складчатые линии, протягивающиеся через всю впадину, отсутствуют. По-видимому, различные представления о характере структур вызваны преимущественно недостаточным объемом исследований, не позволяющим надежно коррелировать те или иные особенности строения осадочного чехла между сейсмическими профилями. В подтверждение преобладания линейных форм над изометричными, вероятно, можно сослаться на магнитное поле впадины, аномалии которого, так же как структуры осадочного чехла на

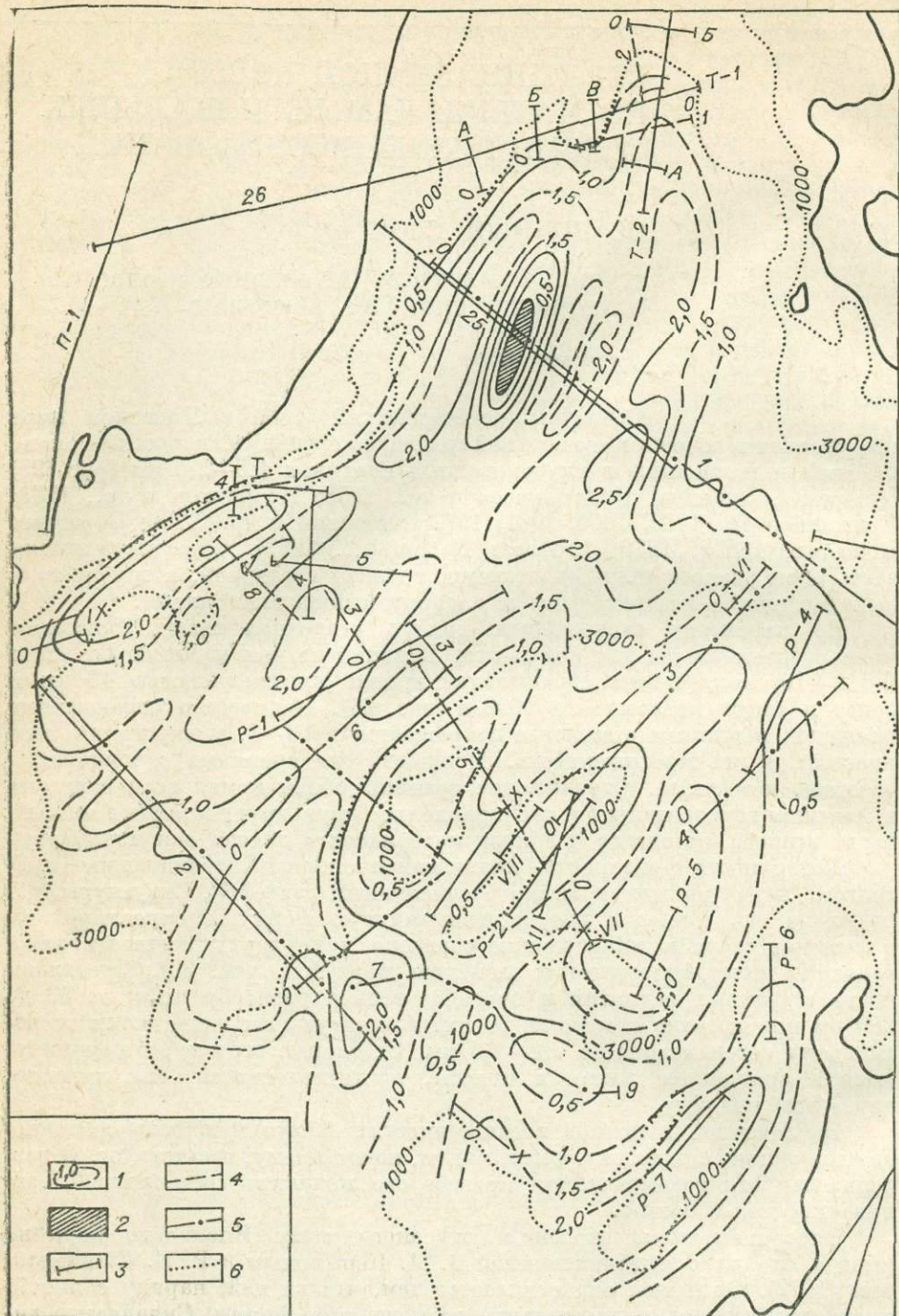


Рис. 25. Японское море. Схема мощности осадочной толщи. Составил И. К. Туезов по материалам ИО, ИФЗ, СахКНИИ, японских исследователей.

1 — изопахты (км) осадочной толщи ( $V=2,0$  км/с); 2 — районы отсутствия толщи. Сейсмические профили: 3 — ГСЗ; 4, 5 — метода отраженных волн: 4 — непрерывное профилирование, 5 — дискретное профилирование; 6 — изобаты (м).

нашей схеме, характеризуются в основном вытянутой по длинной оси формой (см. рис. 18).

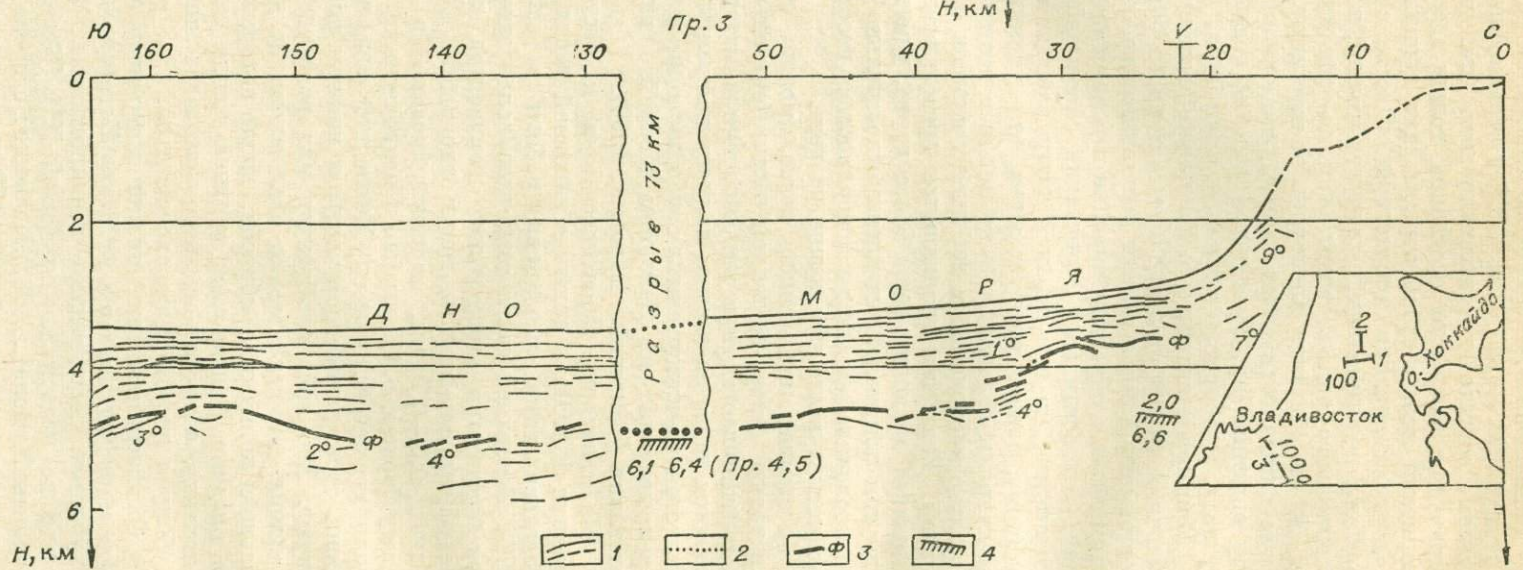
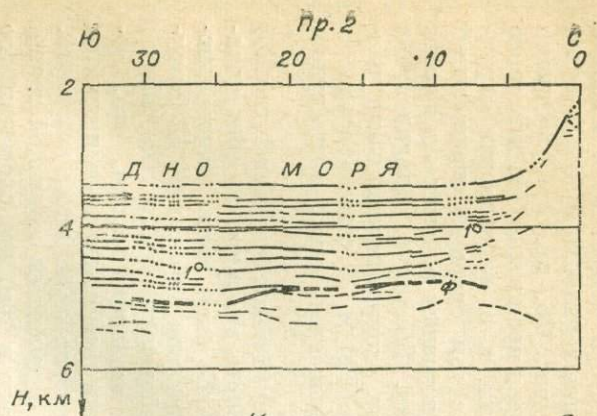
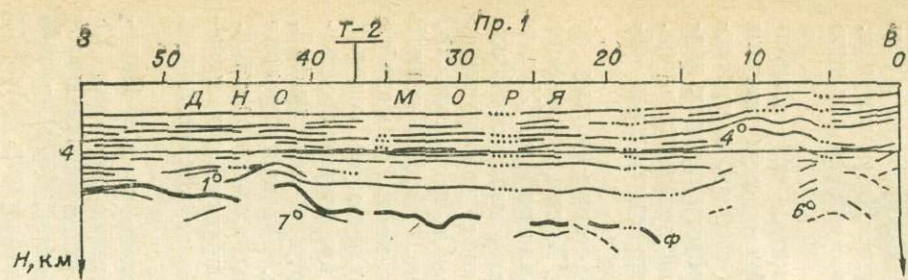
У подножия материкового склона на севере Центральной впадины при глубинах моря около 3000 м отражающие горизонты в большинстве случаев перестают прослеживаться (см. рис. 26, пр. 2, 3). Однако сокращение мощности осадочной толщи здесь происходит без заметного сближения между собой отражающих границ, т. е. характерная структура выклинивания отсутствует. Вместе с тем опорный отражающий горизонт, подстилающий осадочную толщу, в разных районах этой части материкового склона ведет себя по-разному. Вблизи г. Владивостока (пр. 3) он образует флексуру, по-видимому, сопровождающуюся разрывом сплошности слоев амплитудой около 700 м. В северо-восточном углу впадины (пр. 2) этот горизонт не воздымается, как в предыдущем случае, а, наоборот, очевидно, погружается.

При приближении к о. Хоккайдо (восточный конец профиля 1, рис. 26) осадочная толща, в отличие от северного борта впадины, не обнаруживает заметной тенденции к выклиниванию. Ее слои здесь заметно дислоцированы и образуют складки с углами наклона крыльев до  $6^\circ$ . Нарушение горизонтального залегания слоев наблюдается не только вблизи фундамента, но и в верхней части разреза осадочной толщи, что, по-видимому, свидетельствует о том, что упомянутые складки не являются структурами облекания, а возникли в результате складчатых движений. Характер дислокаций в верхнем и нижнем комплексах осадочной толщи разный. Различия проявляются прежде всего в том, что слои нижнего комплекса дислоцированы более круто, чем верхнего, а структуры в том и другом комплексах смещены относительно друг друга. Не исключено, что последние разделены поверхностью несогласия, намеки на которую имеются на восточном конце разреза.

Учитывая изложенное выше, можно предположить, что осадочная толща северо-восточной части Центральной глубоководной впадины не выклинивается при приближении к материковому склону, а прослеживается далее на восток, являясь полным или частичным аналогом верхнеэоценово-четвертичных слабо дислоцированных вулканогенных пород, перекрывающих на Западном Хоккайдо палеозойские складчатые образования (Тектоника Евразии, 1966).

На акватории Японского моря к востоку и к северо-востоку от профиля 1 МОВ, а также в западной части впадины Хонсю японскими исследователями выполнены работы с сейсмопрофилографом (Хотта, 1972). В верхней части осадочного слоя этими работами выявлено большое количество отражающих горизонтов, выполняющих понижения в рельефе кровли подстилающих отложений. Максимальная ее мощность, равная 0,6—0,7 км, зарегистрирована в котловине, расположенной между берегом о. Хоккайдо и подводным хр. Окусири, протягивающимся вдоль внешнего края глубоководной впадины. В отличие от верхней толщи отражающие горизонты в нижнем комплексе практически отсутствуют. Его кровля образует ряд рвообразных депрессий и поднятий, вершины которых нередко обнажаются на дне моря. Зарегистрировано большое количество сбросов, вдоль которых происходят землетрясения. Во впадине Хонсю слои верхней толщи залегают практически горизонтально, а кровля нижнего комплекса погружается на значительную глубину и перестает прослеживаться.

Отложения нижней толщи осадочного сейсмического слоя в Японском море установлены на банке Богорова по материалам профиля 25 (Глубинное сейсмическое зондирование..., 1971) и на возвышенности Ямато по материалам профилей XII (Ковылин, Мирлин, 1971) и P-2 (Japanese National..., 1967). На банке Богорова эта толща (скорость 4,0 км/с) образует линзу длиной 100—150 км, шириной 50—60 км и толщиной 4 км (рис. 27). Судя по приведенным выше магнитометрическим данным и рас-



четам глубин до магнитоактивных тел, слагающие линзу образования имеют, по-видимому, вулканогенную природу и связаны с деятельностью группы вулканов в этом районе. На возвышенности Ямато скорости в породах описываемой толщи оцениваются в 4,5—4,9 км/с, а их мощность, по данным профиля Р-2, не превышает 2 км. Как и на банке Богорова, они, по-видимому, имеют вулканогенную природу (Ковылин, Мирлин, 1971; Васильев, Шевалдин, 1972).

Интересна проблема наличия нижней толщи в глубоководных впадинах вне указанных возвышенностей. По данным японских исследователей, преломляющие границы со скоростью 4,8—5,5 км/с зафиксированы на профилях Р-1 и Р-5 в Центральной впадине и во впадине Хонсю (Japanese National..., 1967). Мощность этого и вышележащих слоев со скоростями более 2,0 км/с, как правило, не превышает 1 км. Работами советских исследователей в глубоководных впадинах Японского моря преломляющих горизонтов со скоростями, промежуточными между 2,0 и 6,3—6,5 км/с, не установлено. Трудно в настоящее время определенно говорить о причинах этих расхождений. Одной из них может быть недостаточная точность глубинных сейсмических зондирований, не позволяющая уверенно выделять слои с мощностями около 1 км. Вместе с тем, учитывая материалы профилей Р-3, Р-4, Р-5, Р-6 и Р-7, расположенных на японском шельфе Японии, можно допускать наличие нижней толщи мощностью около 1—2 км кроме банки Богорова и возвышенности Ямато также во впадине Хонсю. В Центральной впадине эта толща, вероятно, отсутствует или встречается лишь в отдельных участках.

Проблема наличия в глубоководных впадинах Японского моря нижней толщи осадочного сейсмического слоя является одновременно проблемой присутствия здесь так называемого второго слоя, повсеместно распространенного в океанах. Его распространение в глубоководных впадинах Японского моря, как части второго комплекса верхней толщи или части нижней толщи осадочного сейсмического слоя, как считают Н. П. Васильковский и др. (1972), вполне вероятно. Однако для решения вопроса об его эквивалентности второму океаническому слою имеющихся материалов недостаточно.

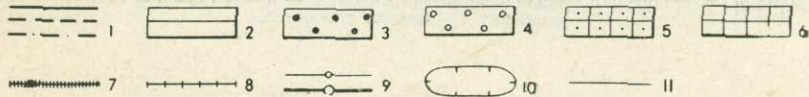
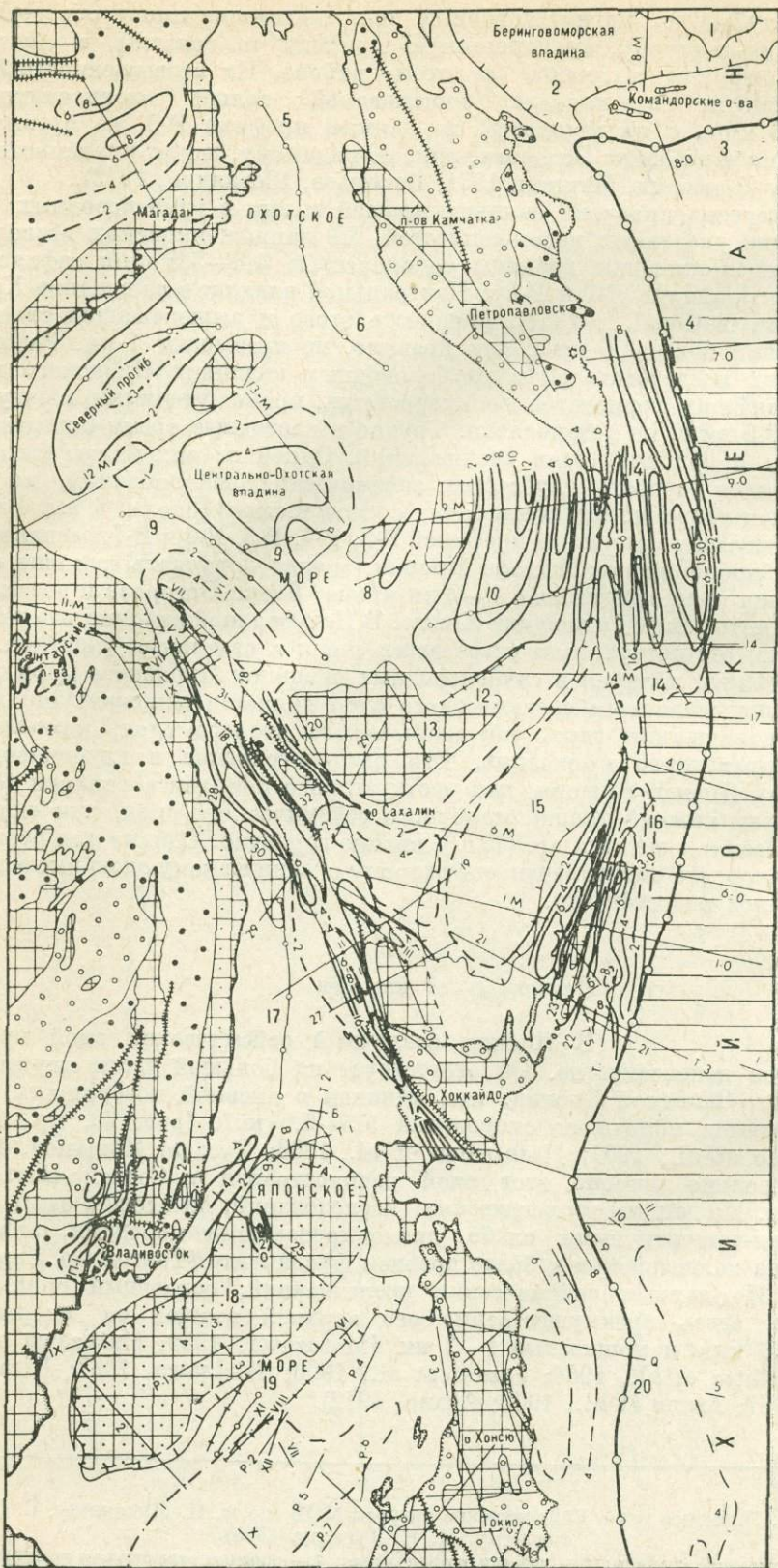
### *Япония и ее шельфы*

В Японии осадочный сейсмический слой прослеживается неповсеместно. Он отсутствует на большей части внутренней зоны Юго-Западной Японии, где, начиная с дневной поверхности, прослеживаются породы со скоростями 5,5—5,9 км/с (рис. 28, пр. С—D) (Mikumo et al., 1961; Hashizume et al., 1966; Туезов, Жильцов, 1972).

Довольно широко этот слой распространен в Северо-Восточной Японии. По данным геологических исследований, он сложен здесь верхнеэоценовско-четвертичными слабо дислоцированными породами, залегающими на палеозойском и более древнем фундаменте (Тектоника Евразии, 1966). По данным сейсмических исследований, осадочный слой представлен здесь преимущественно его верхней толщей со скоростями 1,7—3,0 км/с и мощностью 1—2 км (Matuzawa, 1959; Matuzawa et al., 1959; Hotta et al., 1964; Jazaki et al., 1966; Hirasawa, 1967; Hirasawa, Ito, 1967; Asano et al., 1969; Асано, 1972).

Рис. 26. Японское море. Сейсмические разрезы МОВ (по А. П. Милашину, С. С. Снеговскому, И. К. Туезову, 1968).

1 — отражающие границы; 2 — участки интерполяции; 3 — опорная отражающая граница, предположительно соответствующая кровле базальтового слоя; 4 — преломляющий горизонт. Цифры — значения граничных скоростей.



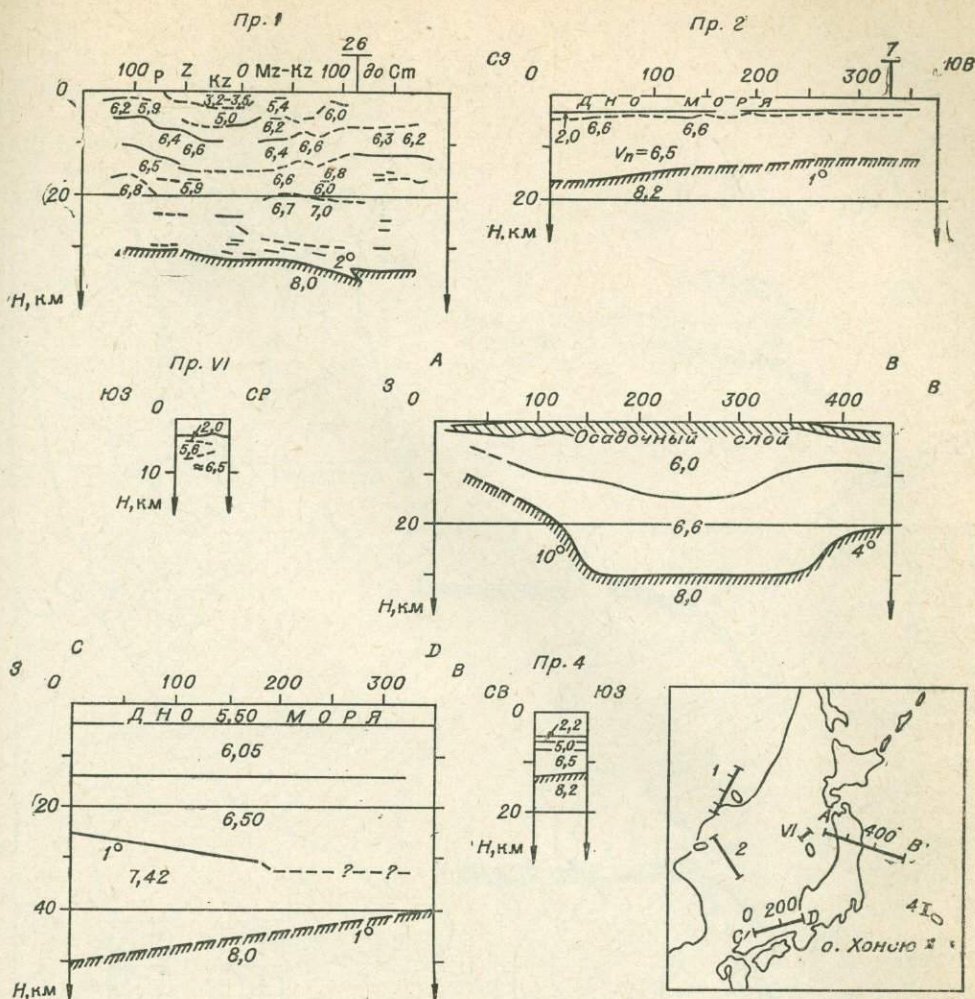


Рис. 28. Японский сектор. Профили ГСЗ.

Профиль 1 — Приморье (А. А. Попов и др., 1970). Профиль 2 — глубоководная впадина Японского моря (Ковылин, 1966). Профиль VI — банка Ямато (Береснев, Ковылин, 1969). Профиль А — В — Кесеннума-Ога (Nashizume et al., 1968). Профиль С — Д — Курайоси-Ханабуша (Т. Mikumo, 1968). Профиль 4 — Прияпонская часть Тихого океана (Ludwig et al., 1966).

Мощность верхней толщи осадочного слоя значительно увеличивается на шельфах Японии (рис. 29 — см. оборот вкл. к с. 62). На япономорском шельфе, по данным профилей РЗ-Р7, Сиундзи-Кавадзи и Кесеннума-Ога, она достигает 3 км, местами, по-видимому, 5 км и более (Japanese National..., 1967; Асано, 1972). На тихоокеанском шельфе о. Хонсю верхняя толща изучена ГСЗ и исследованиями с сеймопрофилографом, зафиксировавшими в ней три комплекса со скоростями 1,7; 2,5 и 4,8—5,1 км/с (рис. 30). Верхний из них насыщен отражающими границами, в нижних двух они не зафиксированы. Мощности среднего и нижнего комплексов

Рис. 27. Схема мощности нижней толщи осадочного слоя ( $V_T=4,5-5,5$  км/с). Составил И. К. Туезов по материалам ИФЗ, ИО, СахКНИИ, ТГЭ ВНИИМоргео, СахГУ, КамГУ, японских исследователей.

1 — изопакхиты, км; 2 — мощность отложений нижней толщи менее 1 км; 3 — районы развития отложений нижней толщи на суше; 4 — районы развития осадков верхней толщи; 5 — предполагается резкое сокращение мощности, местами отсутствие отложений толщи; 6 — области отсутствия отложений нижней толщи; 7 — главнейшие глубинные разломы; 8, 9 — осевые линии основных геоморфологических элементов: 8 — положительные, 9 — отрицательные; 10 — контуры глубоководных впадин; 11 — сейсмические профили.

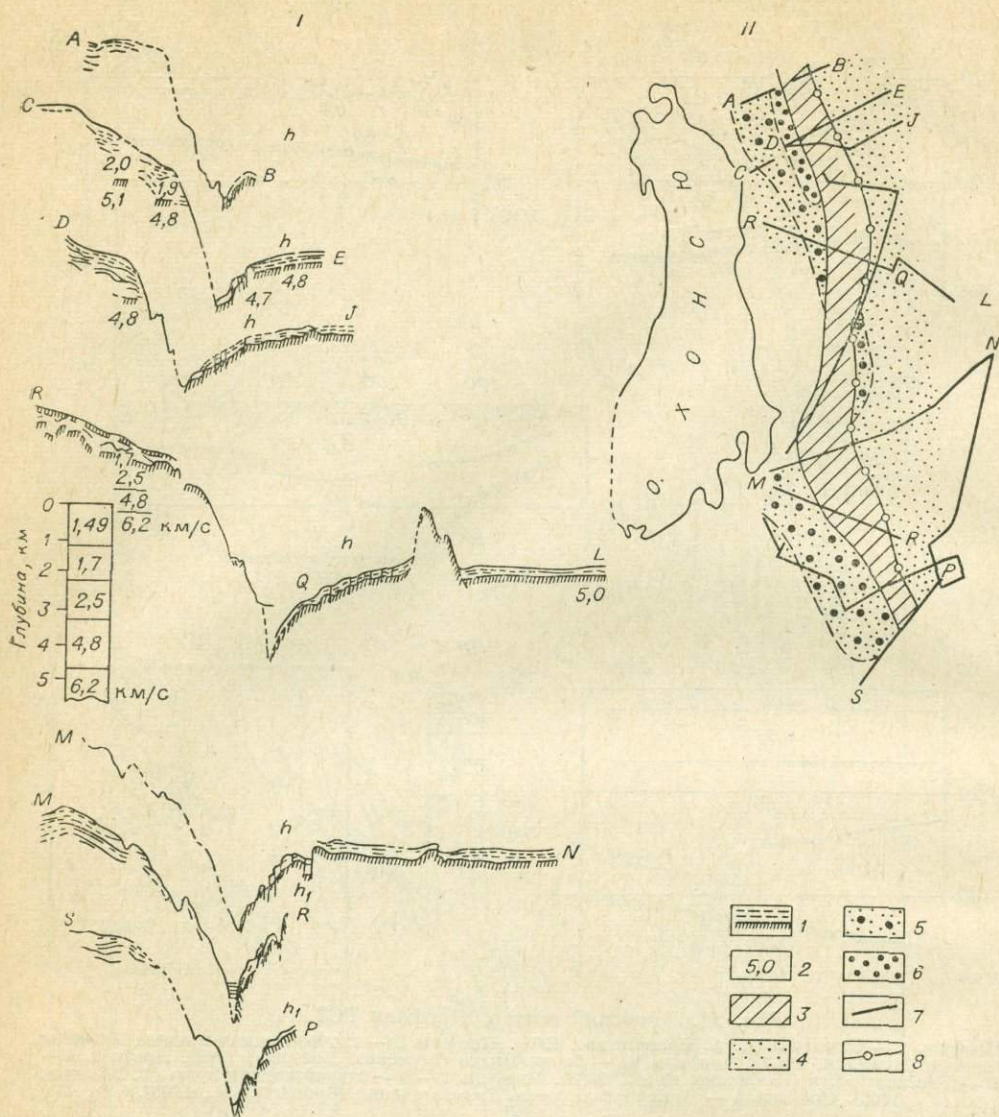


Рис. 30. Прияпонская часть Тихого океана.

I — сейсмические разрезы с азганом (по S. Murauchi et al., 1966, 1968): 1 — отражающие границы; 2 — граничные скорости. II — схема мощности осадков  $\rightarrow V$  менее 2,0 км/с (составил И. К. Туезов): 3 — область предполагаемого отсутствия осадков; 4-6 — мощность осадков (4—0,2—0,3 км; 5 — 0,5—0,7 км; 6 — достигает 1 км); 7 — сейсмические профили; 8 — ось глубоководного желоба. Глубина дна моря  $h$  — 5120 м,  $h_1$  — 5850 м.

составляют 1,0 и 1,5 км. Максимальная мощность верхнего комплекса отмечается у вершины материкового склона, к его подножию он выклинивается (Ludwig et al., 1966; Murauchi et al., 1968a; Hotta, 1970).

Здесь же собраны многочисленные обломки осадочных пород раннеплиоценового, миоценового и дотретичного возраста, а также обломки метаморфических и магматических образований. С. Мураучи и др. (Murauchi et al., 1968a) считают, что слой со скоростью 4,8—5,1 км/с, вероятно, имеет дотретичный возраст, со скоростью 2,5 км/с — миоценраннеплиоценовый и слой, насыщенный отражающими границами, — плиоценовый.

Строение рассматриваемой толщи на тихоокеанском шельфе о. Хоккайдо, где она представлена двумя комплексами со скоростями 2,0 и 3,6—4,5 км/с, показано на рис. 31.

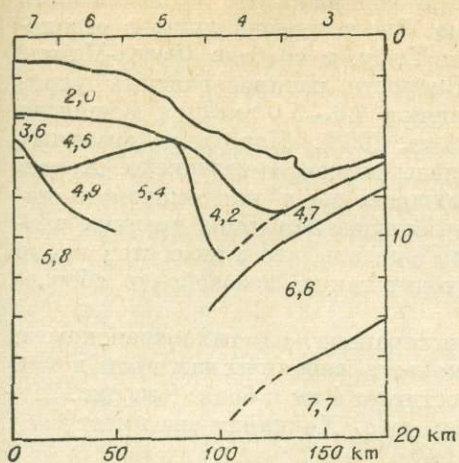
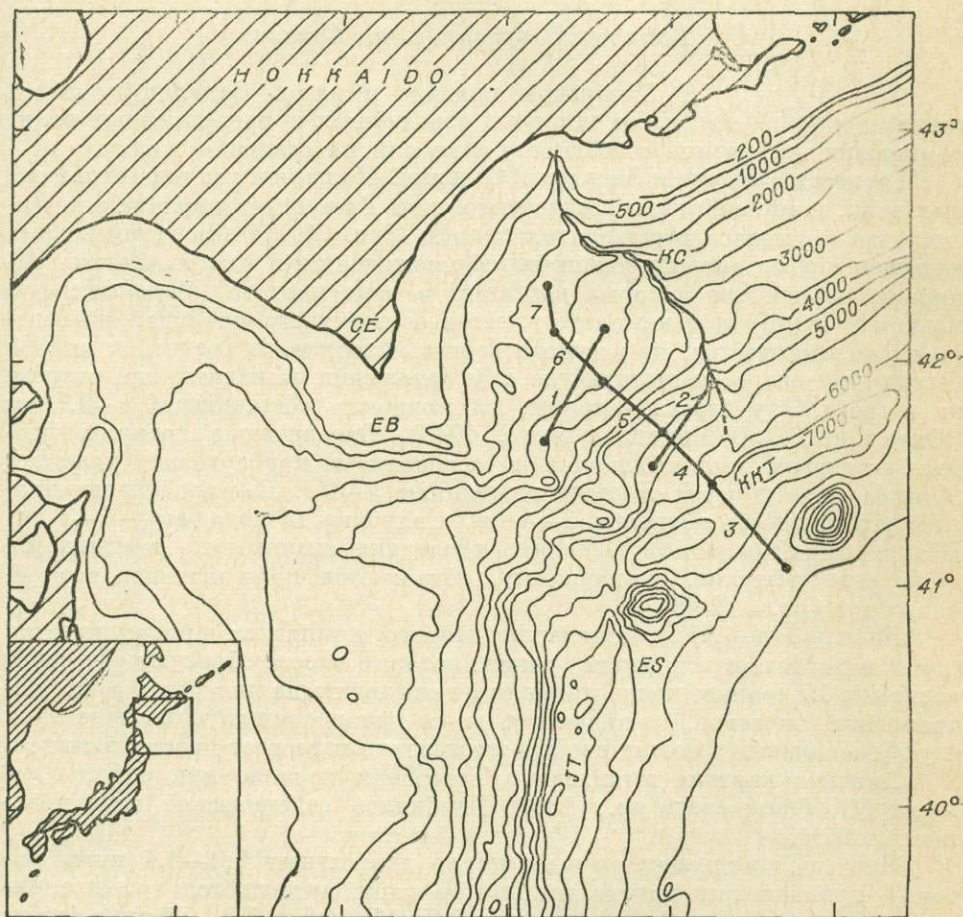


Рис. 31. Сейсмический разрез к востоку от о. Хоккайдо (Ден, 1972).



На филиппинском шельфе Японии верхняя толща осадочного слоя представлена породами со скоростями 2,0; 2,5 и 3,85 км/с общей мощностью свыше 6 км. На материковом склоне средний слой из разреза этой толщи выпадает. В своде северного отрезка Идзу-Бонинской дуги фиксируется толща со скоростями 2,0; 3,22 и 4,75 км/с мощностью до 5 км, из которой на восточном склоне дуги выклинивается нижний слой (Murauchi et al., 1964; Ludwig et al., 1966; Hotta, 1970).

Нижняя толща осадочного слоя при сейсмических исследованиях в Японии практически не зафиксирована. Она встречена лишь в отдельных пунктах в районе Тоно префектуры Гифу, в грабене Фосса-Магна, на япономорском шельфе (пр. Р-6). Скорости распространения упругих волн в ней в этих районах составляют 4,6—5,0 км/с, а мощности не превышают 1 км (Ito et al., 1967; Ichikawa, 1968). Породы со средними скоростями 3,5—4,0 и 5,0 км/с установлены на северо-востоке о. Хонсю (Hotta et al., 1964; Mikumo, 1966). Мощность их у япономорского побережья достигает 9—10 км. Учитывая большие величины средних скоростей и значительную мощность, можно ожидать, что в их состав кроме третичных и четвертичных отложений входят также мезозойские образования.

Более стабильно эта толща распространена на тихоокеанском и филиппинском шельфах Японии, где скорости сейсмических волн в ней составляют 4,9—5,4 км/с, а мощность достигает 4 км и более (см. рис. 31). По мнению Н. Дена (1972), к востоку от о. Хоккайдо она имеет блоковое строение.

### *Татарский пролив и о. Сахалин*

В Татарском проливе и на о. Сахалин проведен значительный объем работ методами отраженных и преломленных волн, выявивших интересные особенности строения их осадочного слоя.

**Татарский пролив и Западный Сахалин.** По данным метода отраженных волн, в верхней части осадочного слоя Татарского пролива выделяются два комплекса отражающих границ (рис. 32, 33). Верхний из них насыщен полого дислоцированными и протяженными отражающими границами, количество которых достигает в ряде мест 15. Максимальную мощность (3 км) этот комплекс имеет в осевой части пролива. На севере он выклинивается, не достигая берега материка. В средней и южной частях пролива соответствующие ему отложения выпадают из разреза на востоке, а у берега материка их мощность составляет 0,5—0,7 км (Юнов и др., 1968; Милашин и др., 1970). Отражающие границы второго комплекса прослеживаются в основном в прибрежных участках прогиба, где их углы наклона составляют 5—10°. В осевой части прогиба его мощность достигает 3—4 км, а глубина до подошвы — 6—7 км. Вблизи Сихотэ-Алиня и Сахалина последняя значительно воздымается и на ряде участков, по-видимому, обнажаются подстилающие его образования (пр. 4, 2-66).

На профиле XI в основании второго комплекса прослеживается серия коротких отражающих границ, которые вместе образуют опорный горизонт. На южном конце профиля он «выходит» на дно моря, а по направлению на север, по-видимому, из-за увеличения глубины залегания и ухудшения отражающих свойств постепенно перестает прослеживаться.

Сложная картина выявлена в Татарском проливе при работах методом ГСЗ (Трескова и др., 1969; Глубинное сейсмическое зондирование..., 1971).

Над преломляющим горизонтом со скоростями 6,0—6,4 км/с, который принадлежит кровле гранитного слоя, выделяются три преломляющие границы со скоростями 2,6—3,2; 3,7—4,5 и 5,0—5,6 км/с (табл. 9; рис. 34, пр. 19, 28).

---

*Рис. 32. Сахалин, Татарский пролив. Сейсмические разрезы МОВ и КМПВ по профилям I (И. И. Масевичкая), 4 (К. Г. Милашина, Т. П. Бирюкова), XI (Н. И. Баранова).*

1 — отражающие и преломляющие границы; 2 — участки интерполяции, условные сейсмические горизонты; 3 — преломляющие границы.



Горизонт со скоростью 2,6—3,2 км/с располагается внутри верхнего комплекса отражающих границ примерно на 1 км выше его подошвы. Преломляющий горизонт со скоростью 4,2 км/с профилей 29 и 30 приурочен к контакту верхнего и нижнего комплексов. Третий преломляющий горизонт со скоростью 5,0—5,6 км/с отождествляется с подошвой второго комплекса. Расхождения в их глубинах не превышают 1 км. Преломляющий горизонт со скоростью 6,0—6,4 км/с вблизи западного берега Сахалина залегает глубже подошвы этого комплекса примерно на 5 км. В осевой части Татарского пролива и далее на запад он практически совпадает с третьим преломляющим горизонтом и соответственно с подошвой второго комплекса отражающих границ.

Первый и второй комплексы отражающих границ отождествляются с кайнозойскими отложениями, о чем свидетельствуют следующие данные.

1. Работами КМПВ на юге Западного Сахалина в верхней части земной коры зафиксирован ряд преломляющих горизонтов со скоростями от 1,8 до 6,2 км/с (Ю. С. Оловянишников, В. И. Быбин, 1964 г., 1965 г.). Если принять, что преломляющие горизонты со скоростями 4,9—5,6 км/с в районе г. Красногорска (рис. 35) соответствуют кровле верхнемеловых

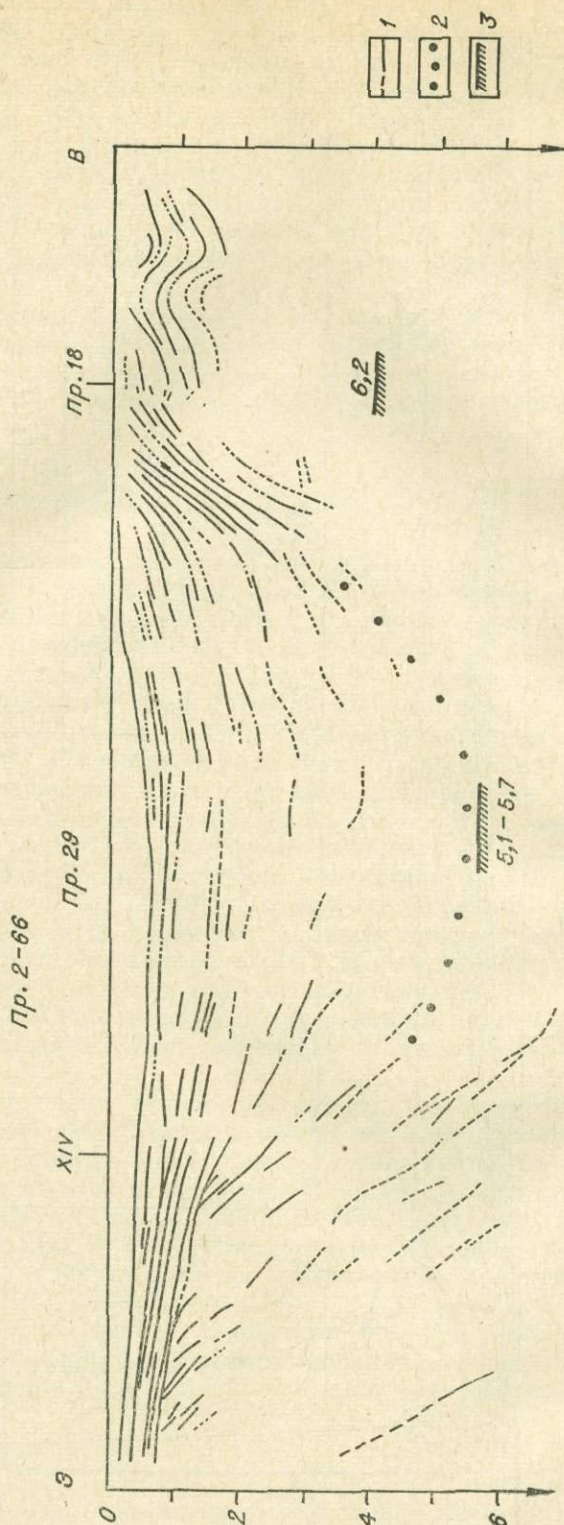
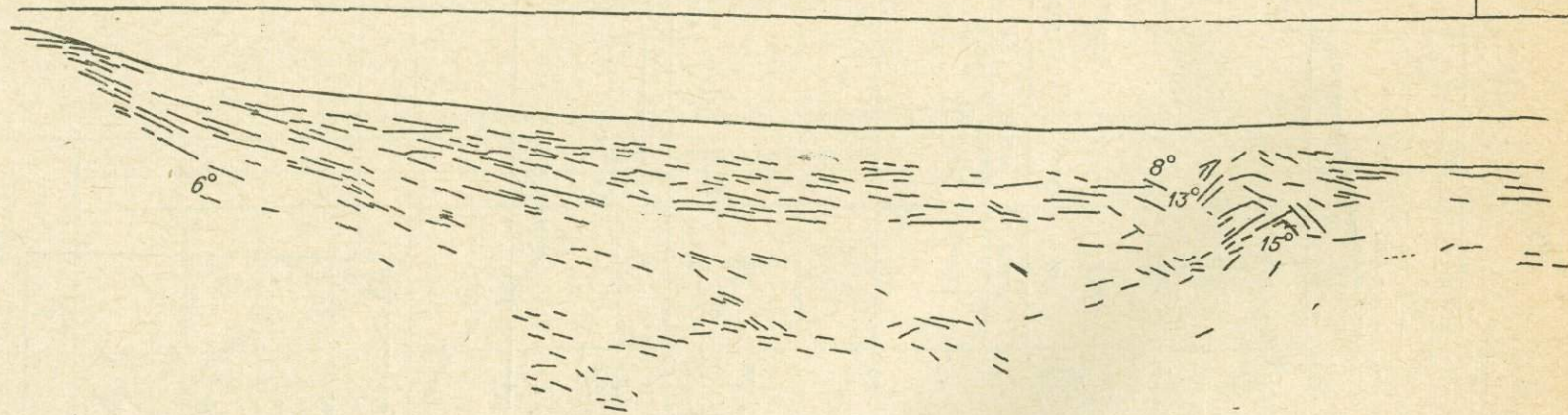


Рис. 33. Татарский пролив. Сейсмические разрезы 2-66 (К. Г. Милашина, Т. П. Бирюкова,) и 6-67 (Н. И. Баранова). 1 — отражающие границы; 2 — участки интерполяции; 3 — преломляющий горизонт. Цифры — значения скоростей, км/с.

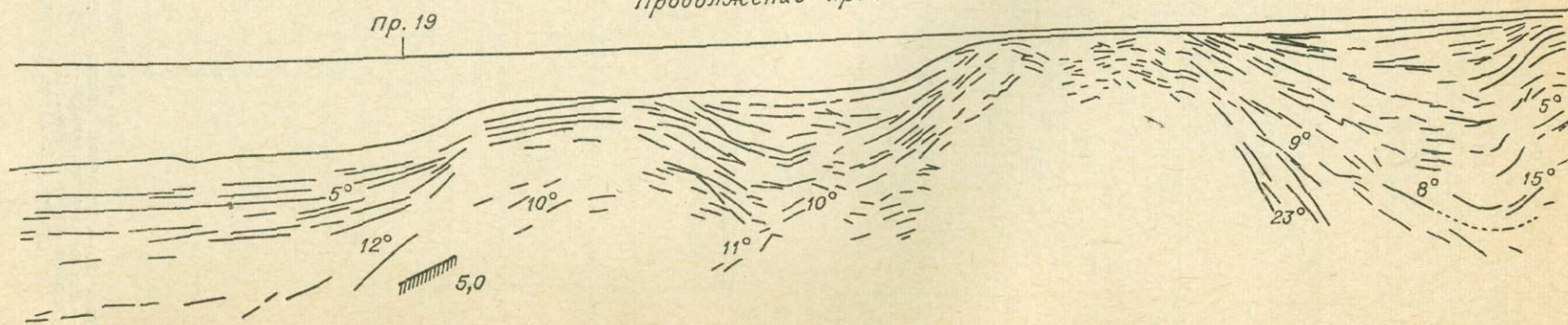
Пр. 6-67

XI



Пр. 19

Продолжение пр. 6-67



6,4  
|||||

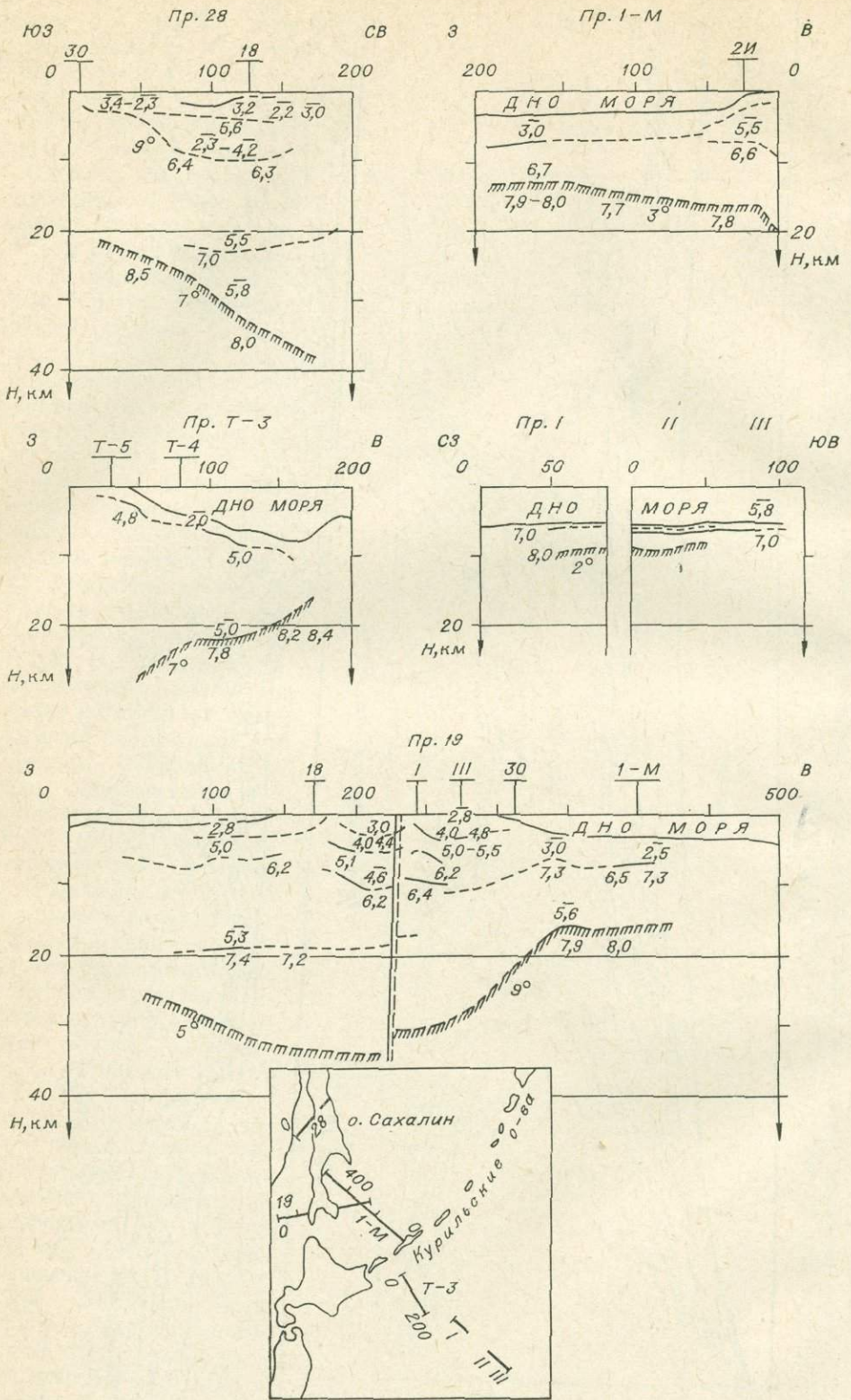


Рис. 34. Южная часть Охотского сектора.

Профиль 28 — Татарский пролив (Глубинное сейсмическое зондирование..., 1970). Профиль 1-М — Южно-Охотская впадина—о. Итуруп (Строение земной коры..., 1964). Профиль 19 — Южный Сахалин (Суворов и др., 1970). Профиль Т-3 — Южные Курильские острова. (Составили Суворов, Жильцов). Профили I, II, III — Тихий океан (Михно, 1964).



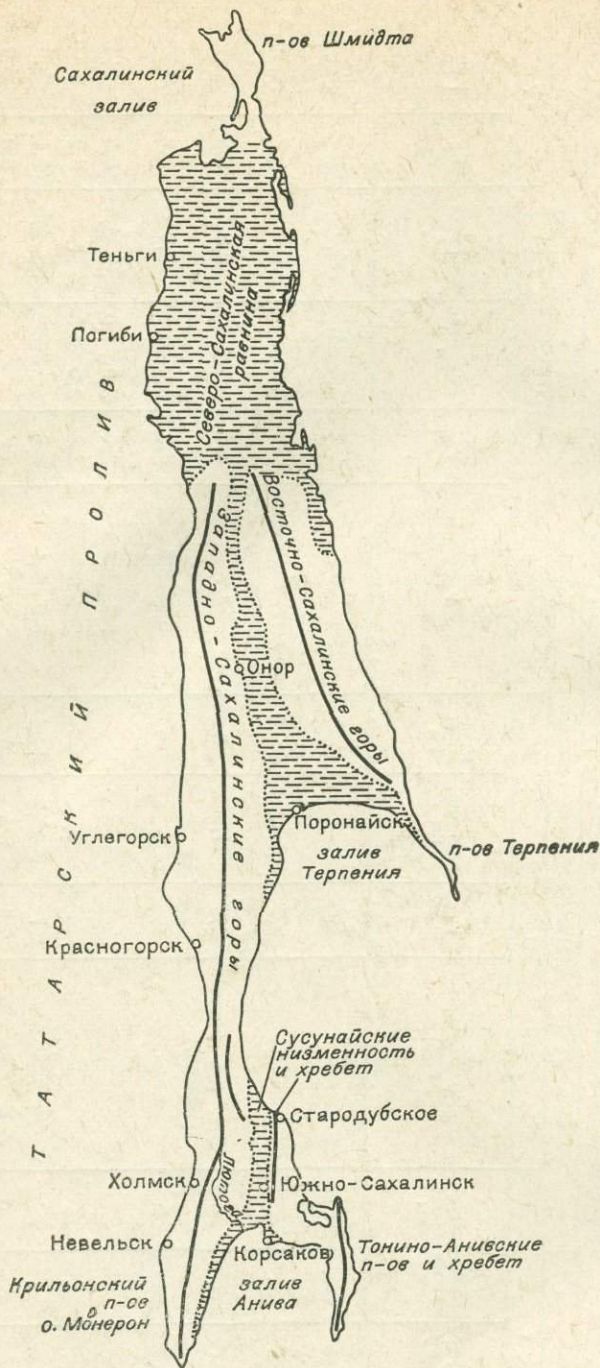


Рис. 35. Сахалин. Обзорная схема.

пород или залегают вблизи нее (см. табл. 3), то мощность кайнозойских отложений будет равной 1,5—2,3 км. Это удовлетворительно согласуется с данными бурения и геологическими исследованиями, по которым глубина до кровли верхнего мела на сводах антиклинальных складок этого района (Лопатинская, Трирская, Соболевская) составляет 1,1—1,6 км, а в прогибах увеличивается до 2,3—3,0 км.

2. В районе Холмска и Невельска зафиксирована толща, которая по мощности и характеру входящих в ее состав отражающих границ наминает первый и второй комплексы Татарского пролива. Ее возраст по привязке к данным бурения определяется как кайнозойский.

3. Мощность кайнозойских отложений в Восточно-Сихотэ-Алиньском поясе, залегающих на подстилающих образованиях резко несогласно, составляет 0,8—1,0 км (Тектоника Евразии, 1966). Такую же мощность здесь имеют первый и второй комплексы отражающих границ, контактирующие с нижележащими горизонтами также резко несогласно (см. рис. 33).

Материалов о строении нижней толщи осадочного сейсмического слоя в Татарском проливе и на Западном Сахалине значительно меньше, чем о строении его верхней толщи. Скорости распространения упругих колебаний в кровле этой толщи варьируют от 4,5 до 5,7 км/с, что, по-видимому, свидетельствует о гетерогенном характере дотретичного фундамента пролива. На юге Западного Сахалина, где возраст нижней толщи предположительно определяется как верхнемеловой, значения скоростей в ее кровле колеблются около 5,0 км/с. На севере и в центральных частях пролива скорость сейсмических волн увеличивается до 5,6—5,7 км/с, а на западных концах профилей ГСЗ 28 (см. рис. 34), 29 и 30 в основании верхней толщи залегают породы со скоростями 6,2—6,4 км/с (см. табл. 9), которые, по-видимому, относятся к кровле гранитного сейсмического слоя.

На юге Татарского пролива в нижней толще зарегистрирована серия отражающих границ, объединенных в третий комплекс. На западных концах профилей эти отражающие границы по отношению к вышележащим границам первого комплекса залегают, как отмечалось, с резким угловым несогласием. Вблизи о. Сахалин отражающие границы третьего комплекса смяты в складки, характеризуются наличием угловых несогласий внутри комплекса и практически согласным залеганием с отражающими границами верхней толщи (см. рис. 32).

Наличие в кровле третьего комплекса на юге Татарского пролива и Западного Сахалина преломляющего горизонта со скоростью 5,0 км/с и практически согласное залегание его отражающих границ с вышележащими горизонтами следует, по-видимому, рассматривать как указание на то, что в этих районах в верхах нижней толщи преобладают верхнемеловые отложения. Несогласное залегание на отражающих границах рассматриваемого комплекса вышележащих горизонтов на западе Татарского пролива в свою очередь, очевидно, свидетельствует о выклинивании из разреза верхней толщи этого района значительной части нижнетретичных отложений. И, наконец, увеличение скорости в породах нижней толщи в центральных и северных частях Татарского пролива до 5,6—5,7 км/с, вероятно, связано с обнажением в ее кровле до-верхнемеловых образований.

**Остров Сахалин и залив Терпения.** Северный Сахалин, где размещается единственная на советском Дальнем Востоке нефтегазоносная провинция, хорошо изучен сейсмическими методами исследований. В верхней части осадочного слоя Северного Сахалина выделяется до 40 отражающих границ с глубиной их залегания более 4 км (Телегин и др., 1968). Эта же часть разреза Северного Сахалина и прилегающей части Татарского пролива насыщена преломляющими горизонтами, число которых достигает 8—10 (см. рис. 32; Сычев, 1966). Значения скоростей на них меняются в очень широких пределах: от 1,9 до 6,7 км/с. Преломляющие границы со скоростями 1,9—4,5 км/с, иногда до 5,0 км/с, по данным привязки к скважинам (Мишаков и др., 1969; Гарнышев, Бикенина, 1969) и обнажениям коренных пород (см. табл. 3), датируются как кайнозойские, а границы со скоростями 4,9—5,4 км/с — как верхнемеловые. Кайнозойские отложения отождествляются с верхней

толщей осадочного сейсмического слоя, верхнемеловые — с влжной. Максимальной мощности (свыше 4 км) верхняя толща Северного Сахалина достигает в Нышской и Байкальской синклиналиных зонах. По направлению на запад и на восток она уменьшается до одного километра и менее, а на п-ове Шмидта, где на дневной поверхности обнажаются верхнемеловые образования, эта толща отсутствует.

В нижней толще осадочного сейсмического слоя, кроме преломляющего горизонта, приуроченного к ее кровле, прослеживается еще одна, иногда две преломляющие границы со скоростями 5,0—5,4, иногда 5,8 км/с. Значительный разброс скоростей, составляющий 0,8 км/с и иногда больше, свидетельствует, по-видимому, о неоднородном составе толщи. Мощность ее на севере Сахалина в среднем равна 2 км.

Сейсмические исследования в Тымь-Поронайской низменности проведены в районах пос. Тымовское, с. Онор и г. Поронайска (см. рис. 35).

По данным Ю. Н. Тарасевича и др. (1964), фундамент Тымь-Поронайской депрессии слагают кремнисто-вулканогенные толщи мезозойско-палеозойского возраста. В районах указанных выше населенных пунктов преломляющие границы со скоростями 4,8—6,2 км/с привязаны к обнажениям коренных (палеозойских и, вероятно, нижнемезозойских) пород. Вблизи г. Поронайска в кровле и верхней части фундамента зафиксированы преломляющие горизонты с большими (6,4—7,0 км/с) значениями скоростей, которые, вероятно, отражают гетерогенность его состава.

Мощность третичного осадочного чехла Тымь-Поронайской низменности не превышает 2 км. В его составе выделено несколько преломляющих горизонтов со скоростями 2,1—2,5; 2,9—3,0; 3,2—3,3 и 3,5—3,7 км/с. По данным бурения и сейсморазведки, углы наклона пород, относящихся к среднемиоценовой части разреза, составляют 20—30°. Выше их залегают отложения маруямской свиты, образующие мелкие пологие складки с углами падения слоев на крыльях не более 1—12° (Тарасевич и др., 1964).

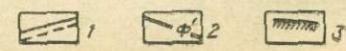
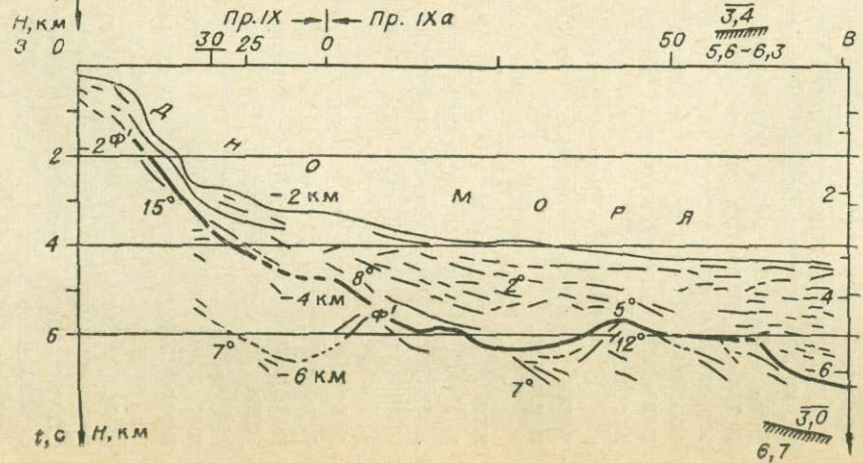
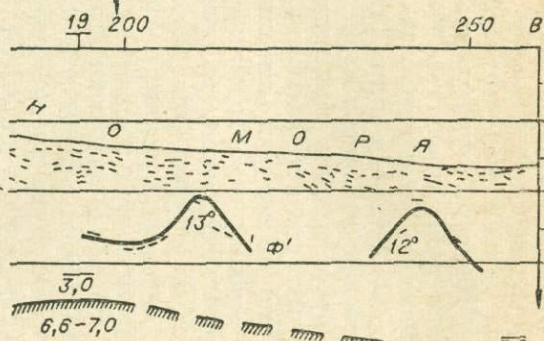
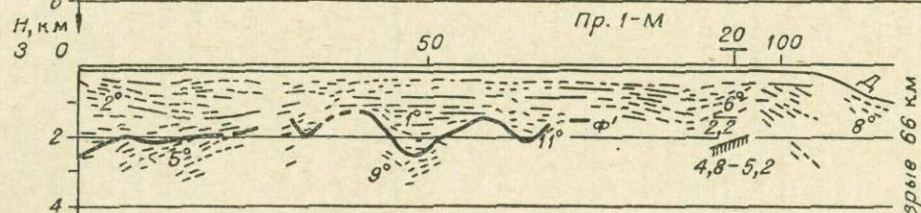
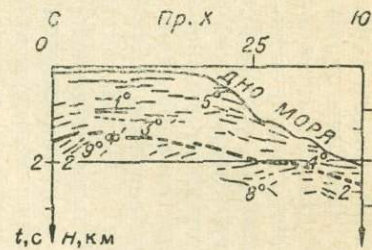
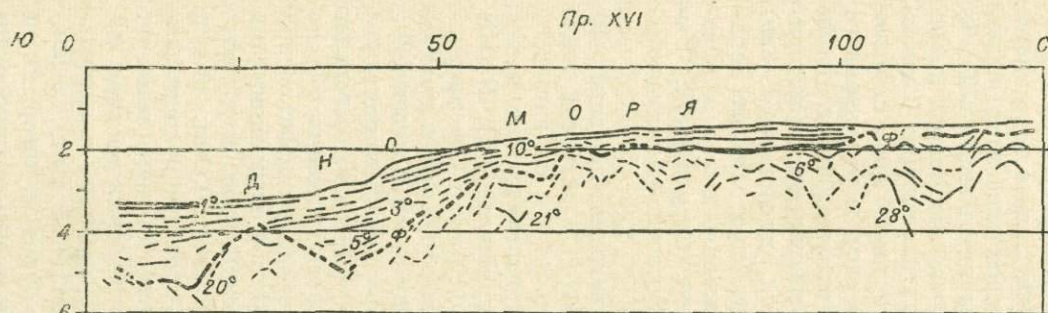
В заливе Терпения и на его берегах проведен значительный объем работ методом отраженных волн и ряд профилей КМПВ и ГСЗ.

На профиле КМПВ к северу от с. Стародубское зафиксирована преломляющая граница, скорость на которой вблизи выходов на дневную поверхность палеозойских пород Сусунайского хребта составляет 4,5 км/с. По мере удаления на север она вначале возрастает до 5,0 км/с, затем до 5,8 км/с и, наконец, до 6,0 км/с при одновременном увеличении ее глубины от 0 до 2 км и более (Морозов, Буянов, 1965 г.). Можно допустить, что на всем протяжении профиля рассматриваемая преломляющая граница соответствует кровле палеозойских пород, а небольшие значения скоростей на ней на юге профиля объясняются тем, что указанные породы представлены здесь их выветрелыми разностями. Вышележащий осадочный чехол сложен полого дислоцированными отложениями мощностью до 4 км, погружающимися под небольшим углом на север. Внутри толщи отмечаются угловые несогласия в залегании отражающих границ (Крючков и др., 1963 г.).

Вдоль западного и северного берегов залива Терпения, по данным метода отраженных волн, прослежен прогиб (Волков и др., 1970), выполненный слабо дислоцированными отложениями мощностью свыше 3 м. В составе толщи, выполняющей прогиб, фиксируется большое количество отражающих границ, которые залегают в основном субпарал-

Рис. 36. Южно-Охотская впадина. Сейсмические разрезы МОВ. Составили М. Х. Лившиц (1-М), И. К. Туезов (IX, IXa, X), С. С. Снеговской (XVI).

1 — отражающие границы; 2 — опорная отражающая граница; 3 — преломляющая граница (цифры над границей и под границей — значения средних и граничных скоростей соответственно).



тельно друг другу и лишь в ее основании местами образуют слабые угловые несогласия.

В отличие от прибрежного района в центральной и восточной частях залива Терпения в верхней части земной коры зафиксирована отчетливо проявляющаяся двухэтажная структура (рис. 36, пр. X и 1-М). Отражающие границы верхнего структурного этажа (верхняя толща осадочного сейсмического слоя) мощностью 1—2 км залегают практически горизонтально, нижнего (нижняя толща осадочного слоя) — наклонены под углами до  $10^\circ$  (Милашин и др., 1970; Лившиц и др., 1972б). От пород верхнего этажа они отделены поверхностью несогласия.

Работами ГСЗ по профилю 20 в осадочном сейсмическом слое залива Терпения прослежены две преломляющие границы со скоростями 2,6 и 4,8—5,2 км/с. Первая из них располагается внутри верхнего структурного этажа, вторая — вблизи поверхности несогласия.

Судя по характеру сейсмического материала (большое количество отражающих границ, их слабая дислоцированность и практически согласное залегание), отложения верхнего структурного этажа центральной и восточной части залива Терпения отождествляются с породами, выполняющими прогиб в прибрежной части залива, в нижней части которых, как отмечалось, также есть угловое несогласие. Аналогичный заливу Терпения двухъярусный разрез имеет место в Тымь-Поронайской впадине (Тарасевич и др., 1964), о чем говорилось выше, и на восточном крыле Западно-Сахалинского антиклинория (Сирьк, 1968). В том и другом районах верхний структурный ярус слагают кайнозойские отложения, на основании чего возраст пород верхнего структурного этажа залива Терпения предположительно определяется тоже как кайнозойский. Разнородный характер сейсмического материала, относящегося к фундаменту залива Терпения, по-видимому, свидетельствует о том, что в его составе находят свое продолжение верхнемеловые складчатые образования Западно-Сахалинских гор и мезозойско-палеозойские комплексы Тымь-Поронайской, Сусунайской, Муравьевской низменностей, Тонино-Анивского и Восточно-Сахалинского хребтов.

В районе с. Стародубского прогиб, протягивающийся в западной части залива Терпения, соединяется с впадиной Сусунайской низменности.

Сусунайская низменность и прилегающий к ней с юга Анивский залив пересечены рядом профилей ГСЗ, КМПВ и МОВ, которыми в разрезе осадочного слоя зафиксирован ряд преломляющих горизонтов со скоростями от 2,7 до 5,3 км/с и большое количество отражающих границ. Преломляющий горизонт со скоростью 4,2—4,4 км/с (северо-восточная часть низменности), по данным привязки к разрезам буровых скважин, приурочен к холмской свите миоцена, а горизонт со скоростью 5,0—5,3 км/с (южная часть низменности), по материалам привязки к обнажениям коренных пород, — к новиковской свите нижнего мезозоя. На северо-востоке Сусунайской низменности на глубине 2800 м, кроме того, прослежен высокоомный горизонт, удельное электрическое сопротивление которого составляет 150 Ом. Как и преломляющий горизонт со скоростью 5,0—5,3 км/с, он предположительно отождествляется с кровлей новиковской свиты нижнего мезозоя. О вероятном присутствии в разрезе осадочного сейсмического слоя северо-восточной части низменности мезозойских образований свидетельствуют также большие значения средних скоростей (4,4 км/с), зафиксированные здесь работами ГСЗ, а также данные бурения, которыми на глубине 1500—2000 м в этой части низменности вскрыты меловые отложения. Преломляющие и отражающие горизонты фиксируют моноклинальное погружение пород слоя от нуля или нескольких сотен метров на востоке до 3—4 км на западе. Углы наклона отражающих границ по-

степенно увеличиваются от 8—10° вблизи дневной поверхности до 20° на глубине 2—3 км.

Структуры Сусунайской депрессии продолжают в Анивском заливе, где разрез осадочного сейсмического слоя сложен породами со средними скоростями 2,3—2,6 км/с и мощностью до 3—4 км. Максимальное количество отражающих границ прослеживается в западной части залива. Отложения нижней толщи осадочного сейсмического слоя в заливе Анива, по-видимому, отсутствуют. Это хорошо подтверждается геологическим строением Северного Хоккайдо, где непосредственно на древнем фундаменте залегают слабо дислоцированные вулканогенные породы верхнего неогена и четвертичного периода.

Расположенная между Тонино-Анивским и Сусунайским хребтами Муравьевская депрессия пересечена южным концом профиля III ГСЗ. Осадочный слой этой депрессии, мощность которого достигает 4 км, не разделен на верхнюю и нижнюю толщи. Средняя скорость в слое равна 4,4 км/с. Подстилается он преломляющей границей со скоростью 5,6—5,8 км/с.

Вблизи мыса Терпения под толщей со скоростью 2,0 км/с фиксируется преломляющий горизонт со скоростью 5,8—6,4 км/с, что свидетельствует об отсутствии здесь нижней толщи осадочного слоя и о залегании верхней непосредственно на палеозойском фундаменте. На северном конце профиля 20-С прослеживается граница со скоростью 3,4 км/с, по-видимому, располагающаяся внутри верхней толщи. Она фиксирует две впадины мощностью 3—4 км.

**Структура верхней и нижней толщ о. Сахалин и Татарского пролива.** Отложения верхней толщи о. Сахалин и прилегающих к нему акваторий слагают три антиклинория и три синклиналильные структуры (рис. 37).

К числу первых относится Западно- и Восточно-Сахалинские антиклинории и антиклинорий п-ова Шмидта. Описываемыми сейсмическими исследованиями изучены в основном их крыльевые зоны и периклиналильные замыкания. Западно-Сахалинский антиклинорий довольно быстро затухает при погружении на север, распадаясь между селами Погиби и Теньги на ряд мелких поднятий изометричной формы. На юге, после небольшого пережима в районе Лютогской депрессии, он продолжается на мысе Крильон, хотя не исключено, что структура мыса Крильон принадлежит не Западно-Сахалинскому антиклинорию, а представляет собой северную периклиналиль Центрального антиклинория о. Хоккайдо. Восточно-Сахалинский антиклинорий на севере продолжается до Сахалинского залива, а на юге очень быстро затухает при погружении в Охотское море. Антиклинорий п-ова Шмидта является сложным сооружением, состоящим из двух взаимно параллельных антиклиналильных поднятий, разделенных прогибом.

Из отрицательных структур в описываемом районе выделяются прогиб Татарского пролива, Центрально- и Восточно-Сахалинские синклининории. Прогиб Татарского пролива, протягивающийся приблизительно на юге. По изогипсе «3 км» его ширина на севере составляет 50 км, на юге — около 150 км. Прогиб разделен на три локальные впадины с мощностью отложений в них 5—6 км. Западный борт имеет простое моноклиналильное строение, а восточный на широте Красногорска и Углегорска осложнен серией локальных поднятий размерами (10—15) × (25—30) км. Мощность верхней толщи в сводовых частях этих поднятий уменьшается до 1 км и менее. Вблизи берега структуры ориентированы в северо-западном направлении, а в 25 км к западу от него принимают меридиональное простираение, согласное с простираением береговой черты. Породы, подстилающие верхнюю толщу, образуют здесь выступ, названный Красногорским. От осевой части Западно-



Сахалинского антиклинория он отделен, по О. А. Мельникову (1970), Лесогорско-Углегорской синклинальной зоной.

Южнее Красногорского выступа прослеживается Чеховская синклинальная зона и Лютогская депрессия с мощностью отложений верхней толщи в них 3—4 км. На юге Лютогской депрессии профилем ГСЗ (Шушаков, 1962) зафиксированы три преломляющие границы со скоростями 2,3—5,0 км/с, подстилаемые горизонтом со скоростью 5,5—5,7 км/с. Вдоль берега Татарского пролива прослеживается узкое валоподобное поднятие, названное О. А. Мельниковым (1970) Холмской антиклинальной зоной. Оно отделяет Чеховскую синклинальную зону и Лютогскую депрессию от основного прогиба Татарского пролива. На севере это поднятие соединяется с Красногорским выступом, на юге причленяется к Крильонской антиклинальной зоне. Холмская антиклинальная зона имеет длину 200 км, ширину 20 км, амплитуду по восточному крылу около 2 км, по западному — до 4 км. К западу от Крильонской антиклинальной зоны, в основном в пределах шельфа, намечается Горнозаводская антиклинальная зона.

Сложное строение имеет южное периклинальное замыкание прогиба Татарского пролива. Оно осложнено серией депрессий и поднятий амплитудой 1—2 км, ориентированных в субмеридиональном направлении (см. рис. 37, 33, пр. 6-67). В сводовой части одного из поднятий располагается о. Моверон, на котором до глубины 1800 м бурением пройдены осадочные породы, а далее до 3130 м — базальты, туфобрекчии предположительно донеогенового возраста. В пределах поднятия, расположенного на южном конце профиля XI (см. рис. 32), на дне моря обнажаются, вероятно, палеозойские породы, к кровле которых приурочен опорный отражающий горизонт.

На западном конце профиля 6-67 (см. рис. 33) выявлена депрессия, характер отражающих границ в которой резко отличается от их характера в соседних с востока структурах и в основном прогибе Татарского пролива. В последних они имеют большую протяженность и залегают согласно друг с другом. В описываемой депрессии отражающие площадки, как правило, короткие и расположены по отношению друг к другу под разными углами, что характерно для межгорных впадин молодых платформ, выполненных континентальными отложениями. Мощность отложений во впадине составляет 3 км. Они разделяются на две толщи, по-видимому, соответствующие описанным выше первому и второму комплексам слоев. В основании их залегают опорный отражающий горизонт, однако прослеживается он хуже, чем на других участках.

Осадочная толща Татарского прогиба, особенно в прибортовых частях, осложнена серией тектонических нарушений (Милашин и др., 1970а, б).

Центрально-Сахалинский синклинорий, в отличие от остальных структур, протягивается вдоль всего острова и выходит за его пределы. По простиранию он распадается на ряд более мелких депрессий: Анивского залива, Сусунайскую, залива Терпения, Тымь-Поронайскую, Нышскую и Байкальскую, продолжающуюся в Сахалинском заливе. Мощность выполняющих синклинорий отложений резко меняется по его простиранию от нескольких сотен метров в Тымь-Поронайской впадине до 4—5 км на севере и на юге. Наиболее прогнутые участки синклинория на Среднем и Южном Сахалине тяготеют к Западно-Сахалинскому антиклинорию. В районе залива Терпения синклинорий открывается

Рис. 37. Сахалин. Татарский пролив. Схема мощности верхней толщи осадочного слоя (Кз?). Составил И. К. Туезов по материалам СахГУ, ТГЭ ВНИИМоргео, СахКНИИ, ИФЗ.

1 — изопахиты, км; 2 — области отсутствия толщи.

в сторону Южно-Охотской глубоководной впадины. Кровля фундамента в заливе Терпения имеет сложный рельеф с амплитудами структур более одного километра и углами наклона крыльев до  $10^\circ$ . Две такие структуры прослеживаются в южной части залива. Они протягиваются вдоль внешнего края Южно-Охотской глубоководной впадины и так же, как последний, имеют в плане подковообразную форму.

Восточно-Сахалинский синклиниорий прослежен от широты южной оконечности п-ова Терпения до берега Северо-Сахалинского залива. Мощность третичных отложений в нем достигает 4—5 км.

На севере о. Сахалин описанные выше структуры сближаются между собой, вследствие чего часть из них, как указывалось, выклинивается, не достигая его северного побережья. В связи с этим на широте Сахалинского залива прослеживаются только две из шести структур: Центрально-Сахалинский синклиниорий и Шмидтовский антиклинорий.

По-видимому, к числу самостоятельных структур следует отнести Сусунайско-Анивский антиклинорий (Волков и др., 1970), состоящий из Сусунайской и Тонино-Анивской антиклинальных зон и разделяющей их Муравьевской впадины. Все эти структуры очень быстро затухают при погружении в заливы Терпения и Анива.

Для Сахалина опубликован ряд тектонических схем.

Описанными выше материалами региональных сейсмических исследований в наименьшей степени подтверждаются схемы тектонического строения М. Х. Лившица (1963) и С. Н. Алексейчика и др. (1967). На нашей схеме мощности верхней толщи не находят отражения Восточно-Сахалинский меловой и Западно-Сахалинский третичный антиклинорий М. Х. Лившица, а также не подтверждается принадлежность Восточно-Сахалинского и Сусунайско-Анивского антиклинориев к единой структуре. Наиболее существенные расхождения с тектонической схемой С. Н. Алексейчика имеют место на северо-востоке острова, где отличаются простиранья структур, а на месте северной периклинали его Восточно-Сахалинского антиклинория на нашей схеме прослеживается синклиниорий. В описанных выше сейсмических материалах не находит должного отражения идея Ю. М. Пуцаровского (1964) о преимущественно глыбовом характере структур о. Сахалин, хотя элементы такого строения здесь, несомненно, есть. В большой степени эти материалы согласуются со схемами мощности третичных отложений и тектонического строения А. П. Милашина (1960), П. М. Сычева (1962), О. А. Мельникова (1970) и коллектива авторов (Глубинное сейсмическое зондирование..., 1971). Исключением являются данные П. М. Сычева по Северо-Сахалинскому заливу, по Лютогской депрессии и по району к северу от г. Углегорска, где мощность третичных отложений он оценивает в 7—8, 2—3 и 3 км соответственно (на нашей схеме она определена в 4, 4 и 1—2 км), а также данные О. А. Мельникова по восточному берегу Татарского пролива, где мощность рассматриваемых отложений у него достигает 4—7 км (на нашей схеме не превышает 1—2 км), и по Северо-Восточному Сахалину, где вместо выделяемых им Восточно-Сахалинского антиклинория и Охотского синклиниория на рис. 43 прослеживается только один синклиниорий. Кроме того, материалы А. П. Милашина по тектонике северо-восточной и южной частей Сахалина отличаются от наших представлений и о простирании структур и об их тектонической трактовке. Основная причина отличий, по-видимому, состоит в том, что при построении схемы мы использовали многочисленные материалы, полученные в последние годы, которые, естественно, не могли быть учтены предыдущими исследователями.

Отложения нижней толщи о. Сахалин и Татарского пролива образуют три зоны: в центральной из них ее мощность сокращена, в двух других увеличена (см. рис. 27). Зона сокращенной мощности соответствует Восточно-Сахалинским горам, в центральной части которых обнажаются

породы, подстилающие эту толщу. На севере эта зона протягивается до берега Северо-Сахалинского залива. На юге ее продолжением является упоминаемый ранее массив древних пород в заливе Анива и северной части о. Хоккайдо. Западная зона увеличенных мощностей нижней толщи протягивается вдоль западного берега о. Сахалин. Мощность толщ в этой зоне достигает 6—8 км. На западе она ограничивается упоминаемым выше выступом пород гранитного слоя, на юге ее продолжением, по-видимому, служит синклинорий Исикари о. Хоккайдо. К востоку от Восточно-Сахалинских гор располагается вторая зона максимальной мощности толщ, очень узкая на широте этих гор и расширяющаяся на юге, в заливе Терпения, и на севере, в районе впадины Дерюгина. Мощность толщ в ней составляет в среднем 4 км.

### *Охотское море*

**Северный и центральный участки моря.** В центральной части Охотского моря располагается серия поднятий, мощность верхней толщ осадочного слоя в пределах которых сокращается до 1 км и менее, а в своде Центрально-Охотского поднятия они выклиниваются совсем (см. рис. 29). Поднятия имеют, как правило, овальную форму, разнообразное простираание и характеризуются углами наклона крыльев в основном не более  $1^\circ$  (Милашин, 1967), амплитудами 0,5—1,0 км. Южное из поднятий — поднятие Академии наук в плане соответствует одноименной возвышенности в рельефе дна моря.

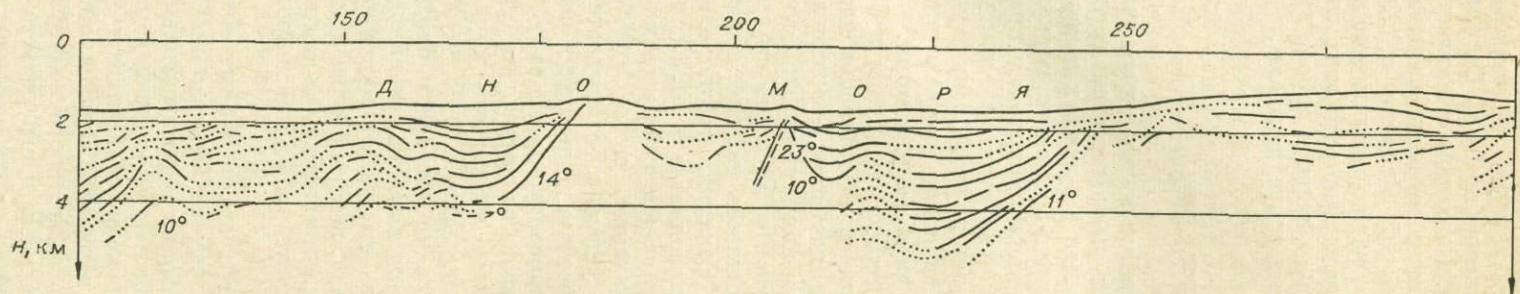
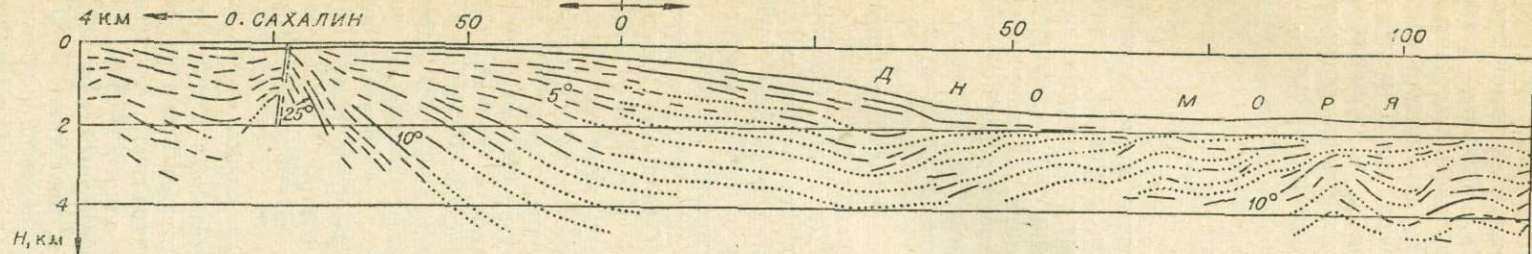
Между Центрально-Охотским поднятием и Северным Сахалином располагается обширная впадина, получившая название по имени совпадающей с ней депрессии на дне моря, — впадина Дерюгина. Она простирается в субмеридиональном направлении и имеет асимметричный характер: пологий и широкий восточный борт, крутой и короткий западный (Лившиц и др., 1972а). Мощность верхней толщ в наиболее прогнутаой части впадины, вблизи о. Сахалин, предположительно достигает 5 км, а на восточном борту уменьшается до 3 км. Если на западе, севере и востоке она хорошо оконтуривается структурами Северного Сахалина и Центрально-Охотским поднятием, то ее южное замыкание выражено весьма нечетко (она, по существу, открывается в этом направлении). Аналогичный характер имеет эта депрессия в рельефе дна моря. В отличие от пород, слагающих описанные выше структуры, отложения, выполняющие впадину, дислоцированы достаточно круто. Они образуют ряд локальных поднятий второго и третьего порядков с углами наклона крыльев до  $10\text{--}20^\circ$  и амплитудами до 2—3 км (рис. 38). Складки в большинстве своем размещаются на восточном борту впадины. В ядрах некоторых из них на дно моря выходят, по-видимому, отложения нижней толщ. Западное крыло, в отличие от восточного, практически лишено локальных поднятий. Осадки, выполняющие центральную часть впадины, в значительной своей части выклиниваются как к востоку, так и к западу, образуя своеобразную линзу. Залегание пород во впадине нарушено разрывами.

Значительно отличаются от описанных выше структуры, расположенные к северу и к востоку от Центрально-Охотского поднятия. Они имеют сильно вытянутую форму с превышением длинной оси над короткой в 4—7 раз, в то время как у поднятий в центральной части моря и впадины Дерюгина их отношения колеблются от одного до двух.

Мощность отложений в прогибе, названном Северным и расположенном к северу от Центрально-Охотского поднятия, достигает 3 км и несколько более. Зафиксированные в его разрезе отражающие границы по своему характеру разделяются на два комплекса. Верхний из них содержит большое количество отражающих границ с углами наклона  $1\text{--}2^\circ$ ,

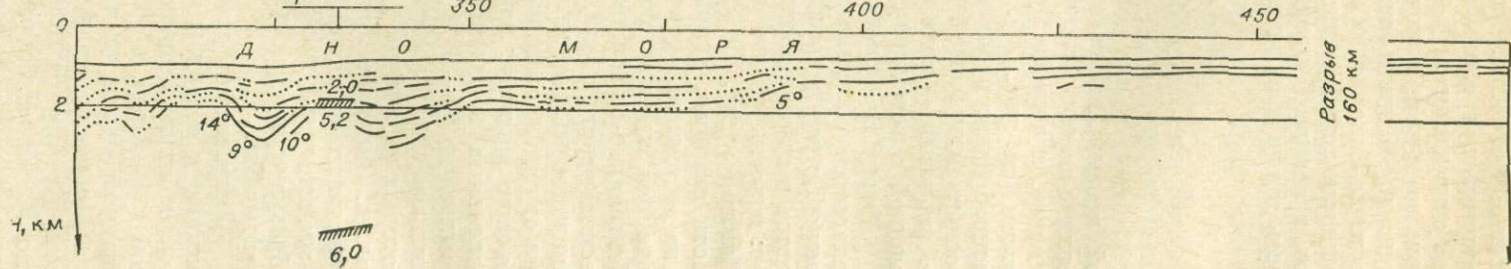
В П А Д И Н А Д Е Р Ю Г И И А

пр. VI, пр. XV



ЦЕНТРАЛЬНО - ОХОТСКИЙ МАССИВ

пр. 13-Ю



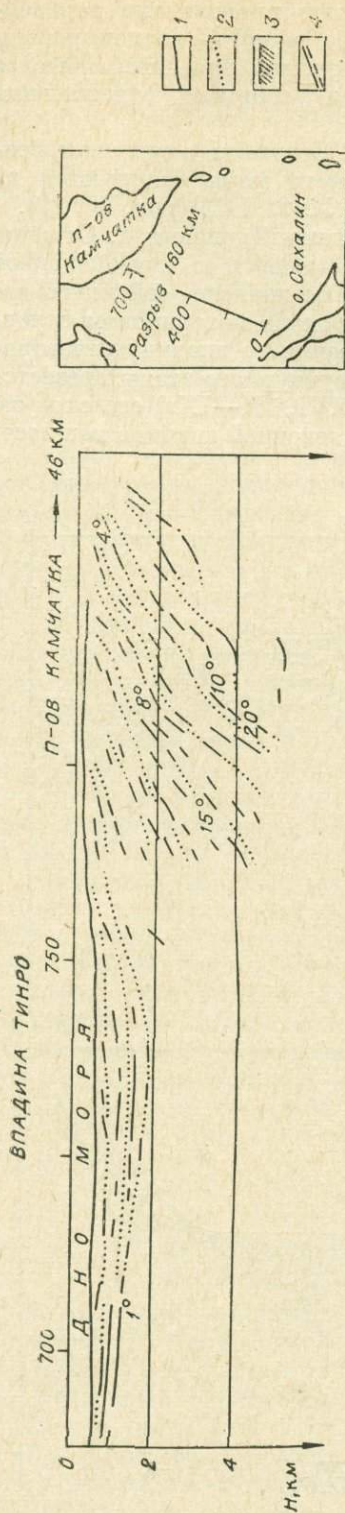


Рис. 38. Охотское море. Сейсмические разрезы МОВ по профилям VI и XV (по М. Х. Лившицу, А. В. Журавлеву, Н. С. Балабко, 1971). 1 — отражающие границы; 2 — участки интерполяции; 3 — условные сейсмические горизонты; 4 — предполагаемые сбросы.

в нижнем их число значительно меньше, но углы наклона увеличиваются до  $4-5^\circ$ .

На востоке Северный прогиб, по-видимому, раздваивается (Вартанов и др., 1965; Юнов, 1970). Одна его ветвь простирается в северо-восточном направлении по оси залива Шелихова. Ее строение хорошо иллюстрируется северо-западным концом профиля 4 (Корсаков и др., 1968). Другая ветвь, совпадающая в плане с впадиной ТИПРО, отклоняется к юго-востоку. На западе она примыкает к Центрально-Охотскому поднятию, на востоке ограничена глубинным разломом, который предполагается здесь по материалам профиля XVI (см. рис. 38). Выполнен этот прогиб полого дислоцированными отложениями мощностью около 2 км. По данным профиля III (Милашин, 1967), они разделяются на два комплекса, подобных описанным выше для Северного прогиба.

В нижней толще центральных частей Охотского моря, как и в верхней, развиты структуры овальной формы типа Центрально-Охотской впадины и выступа основания к востоку от мыса Терпения о. Сахалин (см. рис. 27).

С севера Центрально-Охотская «впадина» оконтуривается зоной сокращенной мощности нижней толщи широтного простирания, в осевой части которой обнажается кровля гранитного слоя. Еще далее на север располагается «прогиб», который по аналогии с прогибом в верхней толще назван Северным. К юго-востоку от «впадины» прослежена серия протяженных структур, характеризующихся резкими колебаниями мощности нижней толщи от нуля до 7—12 км и простиранием, изменяющимся от северо-восточного до северо-западного. Между Центрально-Охотской «впадиной» и Северным Сахалином размещаются две зоны с сокращенной и увеличенной мощностью описываемой толщи, в плане отвечающие впадине Дерюгина.

В центральной части Охотского моря, прилегающей с севера к глубоководной впадине, профилем XVI МОВ (см. рис. 36) зафиксирована двухэтажная структура осадочного

сейсмического слоя, аналогичная его структуре в заливе Терпения о. Сахалин (Снеговской, 1972). Отражающие границы верхнего этажа (верхняя толща осадочного сейсмического слоя) залегают практически горизонтально, нижнего (нижняя толща осадочного слоя) — дислоцированы под углами до 20—30°. Они разделяются четко прослеживающейся поверхностью несогласия, которая является опорным отражающим горизонтом.

**Южно-Охотская глубоководная впадина.** Сведения о строении осадочного слоя глубоководной впадины Охотского моря базируются на данных профилей 1-М, IX, X, XVI МОВ и № 21 ГСЗ (рис. 36, 39).

Выше указывалось, что на акваториях залива Терпения о. Сахалин и центральной части Охотского моря, прилегающих к глубоководной впадине, выявлена двухэтажная структура осадочного сейсмического слоя. Подобное строение этого слоя сохраняется на материковом склоне и в глубоководной впадине моря. При погружении во впадину отчетливо видно, что в одних районах часть верхнего структурного этажа срезается материковым склоном (пр. X), в других (пр. XVI, IX—IXа) его слои залегают в основном согласно дну моря. В глубоководной впадине мощность

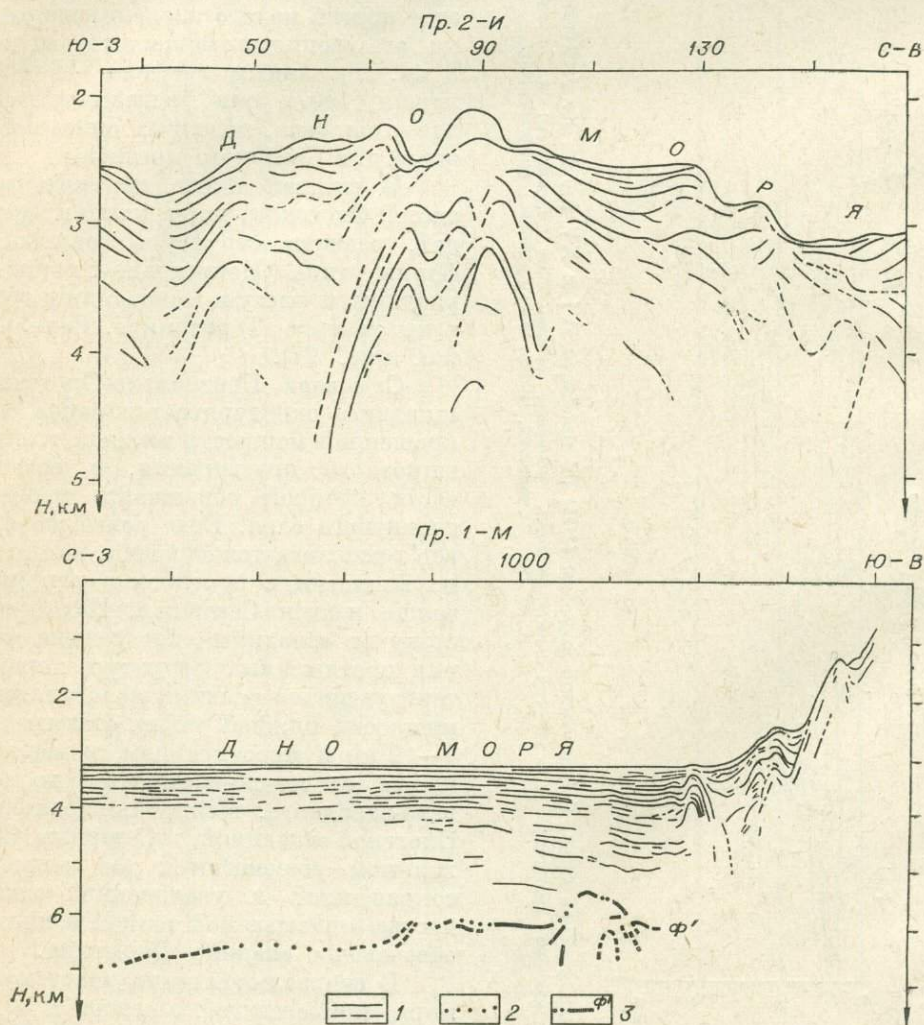


Рис. 39. Южно-Охотская впадина. Сейсмические разрезы 2-И и 1-М МОВ (восточный конец) (Снеговской, Неверов, 1970).

1 — отражающие границы; 2 — участки интерполяции; 3 — опорная отражающая граница.

верхнего структурного этажа изменяется от 0,5 до 3 км, а его отражающие границы залегают субгоризонтально и преимущественно согласно друг другу и дну моря. Он разделяется здесь на два комплекса: первый, насыщенный отражающими границами, и второй, обедненный ими (пр. XVI). В ряде мест отражающие границы во втором комплексе отсутствуют (восточный конец пр. 1-М) или насыщенность ими того и другого комплексов сохраняется примерно одинаковой, но протяженность границ во втором комплексе заметно сокращается (пр. IX—IXа). Мощность первого комплекса составляет в среднем 1 км, второго — около 2 км. В заливе Терпения и на северном борту глубоководной впадины верхний структурный этаж представлен только первым комплексом, так как второй при приближении к материковому склону выклинивается. Поверхность несогласия, являющаяся опорным отражающим горизонтом (на рис. 36 он обозначен индексом  $\Phi'$ ), образует контрастные формы с углами наклона крыльев до  $13^\circ$  и амплитудами до 2 км (Лившиц, 1972). Судя по поведению отражающих границ, отложения верхней толщ, выполняющие понижения в рельефе, заметного выклинивания при приближении к поднятиям не обнаруживают.

Ниже поверхности несогласия прослеживается еще несколько отражающих границ, принадлежащих нижней толще осадочного слоя. Границы сложно дислоцированы и имеют углы наклона до  $12\text{--}15^\circ$  вблизи залива Терпения и до  $20\text{--}28^\circ$  на северном борту впадины. На 1—4 км глубже поверхности несогласия прослежена преломляющая граница со скоростью 6,6—7,0 км/с, соответствующая кровле базальтового сейсмического слоя.

В принципе аналогичное строение осадочный слой глубоководной впадины имеет в ее прикурильской части, где в составе верхнего структурного этажа также выделяется два комплекса отражающих границ (см. рис. 39). Первый из них при приближении к Курильской дуге, по-видимому, выклинивается (Снеговской, 1972), поведение второго в этом направлении неясно. Нижний структурный этаж отделяется от верхнего опорным отражающим горизонтом  $\Phi'$ , которому, по-видимому, соответствует преломляющая граница со скоростью 5,1 км/с, выделяемая на профиле № 21 ГСЗ к югу от описываемого участка.

Мощность верхней толщ осадочного сейсмического слоя в Южно-Охотской глубоководной впадине достигает 4 км (см. рис. 29). На северо-востоке после небольшого пережима в районе профиля 14 впадина приобретает форму узкого синклиналильного прогиба, который, по-видимому, простирается в пределы Южной Камчатки.

Мощность нижней толщ осадочного сейсмического слоя в Южно-Охотской глубоководной впадине составляет примерно 2 км (см. рис. 27). По направлению к заливу Терпения, центральной части Охотского моря и к Курильским островам она увеличивается до 3—6 км.

### *Западная Камчатка и ее шельф*

На Западной Камчатке проведено несколько субширотных профилей КМПВ: Большереченский, Соболевский, Ичикский, Морошечный, Кекурский и один субмеридиональный вдоль берега Охотского моря, названный Береговым.

Осадочный сейсмический слой Западной Камчатки отчетливо разделяется на осадочный чехол (верхняя толща осадочного сейсмического слоя) и фундамент (нижняя толща осадочного сейсмического слоя). Скачок скоростей на их границе составляет 0,5—3,0 км (Супруненко, Шварц, 1967). На основании привязки к скважинам и обнажениям коренных пород возраст осадочного чехла определяется как кайнозойский, фундамента для большей части территории — как верхнемеловой.

Граница	Пределы изменения граничных скоростей, мощность		Средневзвешенное значение		Возраст
	км/с	км	граничная скорость, км/с	мощность, км	
I	2,2—2,8	0,4—1,5	2,4	0,6	Неоген
II	3,2—3,6	1,0—1,5	3,4—3,5	1,0	»
III	3,8—4,2	1,0—2,3	4,0	1,1	Палеоген
IV	4,5—4,8	0,4—1,5	4,6—4,7	0,6	»
V фонд.	5,0—5,6	—	5,3	3,3	Верхний мел, мезозой (?)

В осадочном чехле выделяются четыре преломляющие границы (табл. 10), хотя на разрезах одновременно прослеживаются обычно одна-две, иногда три из них. Отмечается увеличение граничных скоростей в осадочном чехле от 2,2—4,8 км/с на западе до 3,3—5,1 км/с на востоке (первая цифра — скорость в верхних частях разреза, вторая — в нижних). Аналогичная картина отмечается при анализе средних скоростей по данным сейсмокаротажа, значения которых на глубине 1200 м увеличиваются от 2,2 км/с на юге до 3,2 км/с на севере.

Средневзвешенные значения скоростей распространения упругих волн в кровле фундамента колеблются от 5,1 до 5,7 км/с (Смирнов, 1971) при средних их величинах для всей Западной Камчатки 5,3 км/с:

Профиль	Средневзвешенное значение, км/с
Большереченский . . . . .	5,1
Соболевский . . . . .	5,2
Ичикский . . . . .	5,1
Моршечный . . . . .	5,4
Кекурский . . . . .	5,6
Береговой . . . . .	5,7
В целом по Западной Камчатке . . . . .	5,3

Как и в осадочном чехле, отмечается отчетливое увеличение скоростей от 5,1—5,2 км/с на юге до 5,6 км/с на севере и от 5,3—5,5 км/с на западе до 5,8—6,0 км/с на востоке. Возрастание их в указанных направлениях, по-видимому, связано с увеличением возраста пород по мере приближения к северному продолжению Южно-Камчатского антиклинория, в своде которого обнажаются палеозойские образования. Описанные особенности распределения скоростей позволили протрассировать область развития палеозойских пород под кайнозойским чехлом до берега залива Шелихова. Увеличение скоростей в осадочном чехле на севере и востоке, по-видимому, также связано с развитием здесь более древних его пород по сравнению с южными и западными районами. Об этом же свидетельствует Л. М. Смирнов (1971), который предполагает присутствие к северу от Срединного массива (сводовой части Южно-Камчатского антиклинория) палеогеновых и нижнеэоценовых образований, в отличие от верхнеэоценовых к западу и к востоку.

Мощность осадочного чехла на Западной Камчатке изменяется от нуля на своде Южно-Камчатского антиклинория до 3—4 км к северо-западу от него. Отложения чехла смяты в узкие протяженные складки длиной 200—250 км и шириной 30—50 км при амплитуде 1—2 км. Преимущественная ориентировка структур — меридиональная с некоторым разворотом на севере на северо-восток. Осадочная толща и фундамент осложнены большим количеством разрывов.

Интересная структура выявлена на восточном конце профиля XV (см. рис. 38) на шельфе Западной Камчатки: толща пород мощностью около 5 км здесь моноклинально под углом  $10-15^\circ$  погружается на запад, ограничиваясь в 50 км от берега крупным тектоническим нарушением.

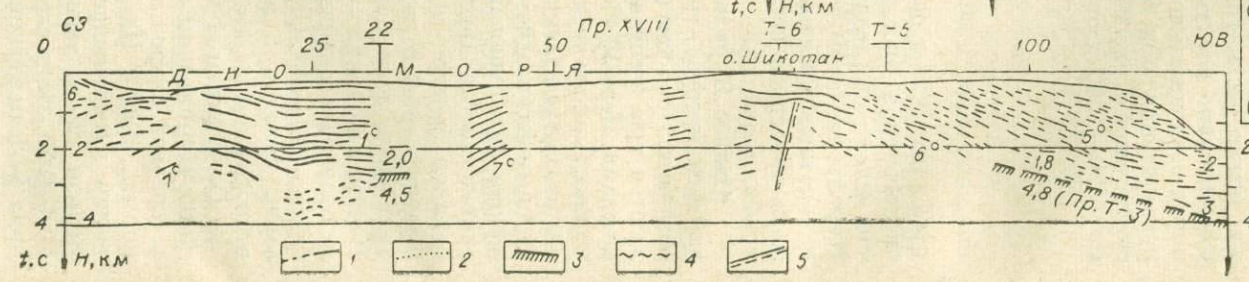
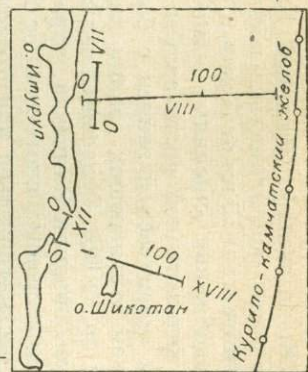
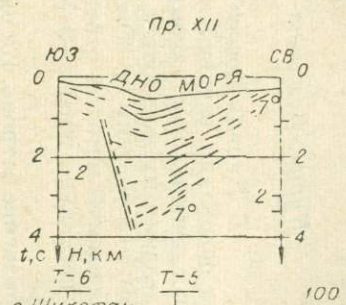
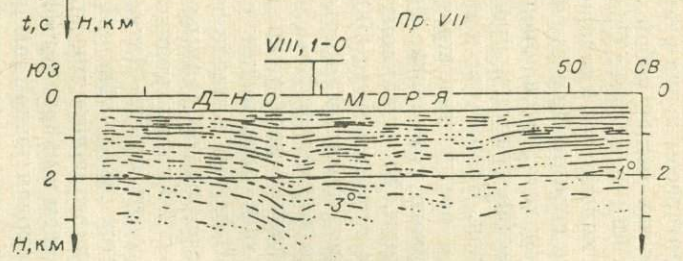
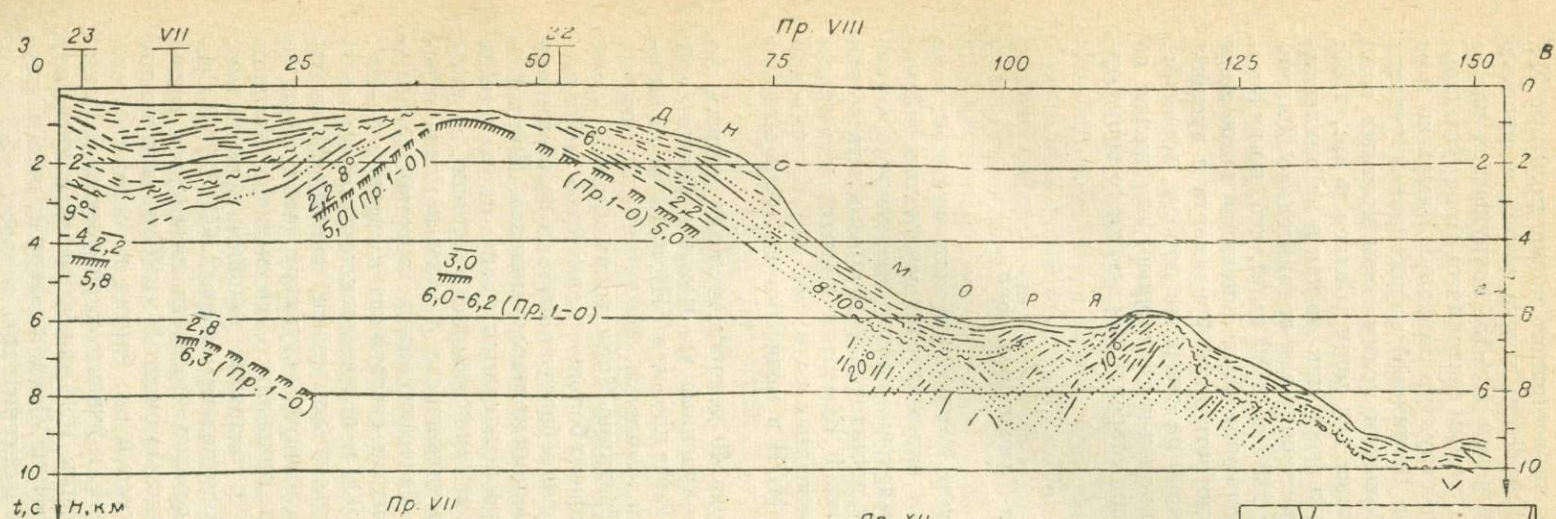
На продолжении описанных выше структур Западной Камчатки и ее шельфа (в юго-западной части залива Шелихова) зафиксирован участок аномальной сейсмической записи с большим количеством кратных волн и отсутствием отражающих границ ниже дна моря (Беляев и др., 1966; Корсаков и др., 1968). Осадочный чехол здесь, так же как и на прилегающем участке Западной Камчатки, характеризуется сравнительно большими значениями средних скоростей (от 2250 до 2780 км/с), что, по-видимому, может рассматриваться как продолжение сюда описанной выше зоны относительно неглубокого залегания дотретичного фундамента и древних пород осадочного чехла. По направлению на север эти породы, вероятно, погружаются под более молодые (плиоцен-четвертичные) отложения со скоростями около 2000 км/с, а затем под современные осадки со скоростями 1500—1540 км/с.

### *Курило-Восточно-Камчатская зона*

В Курило-Восточно-Камчатской зоне почти на всех профилях ГСЗ в основании верхней и нижней толщ осадочного сейсмического слоя прослежены, как указывалось, преломляющие горизонты, что делает определения их мощностей достаточно уверенными. На севере Курильской зоны и к востоку от Южной Камчатки имеются материалы дискретных наблюдений методом отраженных волн. На юге Курильской зоны проведено несколько профилей МОВ в модификации непрерывного профилирования.

**Южные Курильские острова.** На рис. 40 демонстрируются разрезы по данным метода отраженных волн, полученные на Южных Курильских островах. Наиболее интересен из них разрез профиля VIII, на котором выделяются три несогласных между собой комплекса, обозначенных римскими цифрами. Первый из них выполняет Срединно-Курильский прогиб, имеет мощность около трех километров и содержит большое количество субпараллельных отражающих границ. На восточном борту прогиба он с отчетливым угловым несогласием подстилается породами второго комплекса. Принадлежащие ему отражающие границы прослеживаются также на восточном склоне хребта Витязя. Количество и протяженность их меньше, а углы наклона больше, чем количество, протяженность и углы наклона отражающих границ первого комплекса. Залегают они в основном согласно друг другу и дну моря. Углы наклона их составляют в среднем  $8-10^\circ$ . Начиная примерно с глубины моря 4000 м под вторым комплексом выделяются разрозненные площадки третьего комплекса, залегающие с наклоном  $10-20^\circ$ . Они характеризуют сложную структуру, состоящую из серии складок с малыми радиусами кривизны. Отражающие границы второго комплекса они подстилают с большим угловым несогласием.

С профилем МОВ № VIII в плане совпадает профиль ГСЗ 1-0. В Срединно-Курильском прогибе по данным этого профиля выделяется толща со средней скоростью 2,8 км/с и мощностью около 5 км (Строение земной коры..., 1964). На своде хребта Витязя и его бортах в основании этой толщи прослеживается преломляющий горизонт со скоростью 5,0 км/с. Вблизи своего западного конца профиль VIII пересекается с профилем ГСЗ № 23. На последнем в районе профиля VIII и к северу от него на глубине 4—5 км зафиксирован преломляющий горизонт со скоростью 5,8 км/с, величина которой на юге уменьшается до 4,5 км/с (Gainanov et al., 1968). С учетом изложенного представляется возможным толщ со средними скоростями 2,8 км/с, выделяемую по данным ГСЗ в Срединно-Курильском



- 1 [dashed lines]
- 2 [dotted lines]
- 3 [horizontal lines]
- 4 [wavy lines]
- 5 [diagonal lines]

прогибе, параллелизовать с первым и вторым комплексами отражающих границ. Однако средняя скорость в этой толще равна не 2,8 км/с, как следует из данных ГСЗ, а не превышает, по-видимому, судя по материалу непрерывного профилирования МОВ, 2,2 км/с. Следует иметь в виду, что фрагменты преломляющих границ на разрез профиля VIII (см. рис. 40) нанесены с учетом этой поправки.

На профиле XVIII, проходящем, как и профиль VIII, вкрест простираения Курильской дуги от о. Кунашир на западе до глубин моря примерно 2000 м на востоке, прослежены первый и второй комплексы пород. Первый из них, составленный серией протяженных отражающих границ, прослежен, как и на профиле VIII, только в Срединном прогибе, второй, представленный короткими отражающими границами, — на восточном конце профиля и, по-видимому, на западе, где его отражающие границы с угловым несогласием подстилают горизонты первого комплекса. В основании второго комплекса залегают преломляющие горизонты со скоростями 4,5 и 4,8 км/с (Gainanov et al., 1968; Суворов и др., 1971). Средняя скорость в породах первого и второго комплексов на этом профиле составляет 1,8 км/с. Если эти преломляющие горизонты продолжить с учетом поведения отражающих границ до о. Шикотан, в пределах которого обнажаются верхнемеловые и палеогеновые отложения, то оба они приблизятся к дневной поверхности или даже выйдут на нее. Это дает основание предполагать, что, как и во многих других районах северо-западного сектора зоны перехода, преломляющий горизонт со скоростью 4,5—5,0 км/с соответствует кровле меловых отложений или залегают вблизи нее.

Таким образом, пологослоистая часть разреза осадочного сейсмического слоя Южных Курильских островов со средними скоростями 1,8—2,2 км/с (первый и второй комплексы), залегающая над преломляющим горизонтом со скоростями 4,5—5,0 км/с, может отождествляться с верхней толщей этого слоя. Породы третьего комплекса, залегающие ниже преломляющего горизонта и, по данным профиля VIII, значительно дислоцированные, относятся к нижней толще осадочного сейсмического слоя.

Первый комплекс мощностью около 3 км, как указывалось, выполняет Срединно-Курильский прогиб. В пределах Б. и М. Курильских гряд и хребта Витязя его мощность значительно сокращается вплоть до полного выклинивания.

Второй комплекс развит в основном на восточном борту Курильской островной дуги, где его сохранившаяся от размыва мощность составляет 1,5—3,0 км. По-видимому, он подстилает первый комплекс также в Срединном прогибе.

На совпадающих друг с другом профилях ГСЗ 1-0 и МОВ № VIII получены противоречивые материалы относительно мощности верхней толщи. На профиле ГСЗ ее мощность составляет примерно 7 км, на профиле МОВ — около 2 км. При построении схемы мощности принят вариант разреза ГСЗ, так как деление осадочного сейсмического слоя на верхнюю и нижнюю толщи произведено в основном по значениям скоростей распространения упругих волн.

Значительно более сложное строение верхняя толща осадочного сейсмического слоя имеет на западном склоне Южных Курильских островов. Отражающие границы первого комплекса, залегающие в глубоководной впадине горизонтально, у подножия материкового склона образуют крутые и разнообразно построенные складки (см. рис. 39). Особенно отчетливо

Рис. 40. Южные Курильские острова. Сейсмические разрезы МОВ. Составили С. С. Снеговской (разрез VII), С. С. Снеговской с дополнениями И. К. Туезова (VIII), И. К. Туезов (XII, XVIII).

1 — отражающие границы; 2 — участки интерполяции, условные сейсмические горизонты; 3 — преломляющие границы (цифры над границей и под границей — значения средних и граничных скоростей соответственно); 4 — поверхность несогласия; 5 — предполагаемые сбросы, разломы.

сложность строения этой толщи видна на разрезе профиля 2-И, проведенного вдоль западного склона о. Итуруп при глубинах моря от 2000 до 3000 м. Под дном моря здесь прослеживается интенсивно дислоцированная толща, состоящая из большого количества несогласных и субпараллельных отражающих границ, образующих, как и на профиле 1-М, крутые структуры, возможно, диапирового типа.

**Северные Курильские острова и Восточная Камчатка.** Материалов о строении осадочного слоя на Северных Курильских островах и на Восточной Камчатке значительно меньше, чем на Южных Курильских островах.

По данным дискретного профилирования МОВ, верхняя часть осадочного слоя на севере Курильской зоны сложена тонкослонстыми осадками мощностью 1—2 км, содержащими большое количество отражающих границ (Строение земной коры..., 1964).

Отложения верхней толщи осадочного сейсмического слоя на Восточной Камчатке (к северу от залива Кроноцкого) изучались Е. В. Паниной, С. А. Шапиро и И. В. Ивановой. Мощность этой толщи варьирует здесь от 1 до 5 км. Внутри ее выделяются преломляющие границы со скоростями 3,5—3,6; 3,8; 4,0—4,2 км/с. Средние скорости в толще велики и на глубине 2,5 км составляют 3,5 км/с. По-видимому, ее разрез сложен преимущественно вулканогенными образованиями. В основании толщи прослеживается преломляющий горизонт со скоростью 4,7—4,9 км/с. Внутренняя структура толщи представляется очень сложной. В ее составе, кроме преломляющих горизонтов, выделяется значительное количество отражающих границ, гофрированных в мелкие складки шириной в несколько километров и амплитудой 200—400 м. По данным КМПВ, толща осложнена большим количеством разрывов. Материалы метода отраженных волн дают основание предполагать наличие в ней поверхностей с угловыми несогласиями.

В результате работ КМПВ, проведенных в районе Авачинского вулкана (Балеста, Штейнберг, 1965), мощность верхней толщи определена равной 1—2 км. Внутри ее прослежен преломляющий горизонт со скоростью 3,5—4,9 км/с, а в основании — со скоростью 5,0 км/с. Возраст толщи предположительно определяется авторами как неоген-четвертичный, а подстилающих отложений — как верхнемеловой.

В 1970 г. в районе Ключевой группы вулканов Восточной Камчатки проведены исследования ГСЗ, которыми внутри осадочного сейсмического слоя мощностью около 8 км выделен ряд преломляющих границ со скоростями от 2,3 до 5,4 км/с (рис. 41). Мощность верхней толщи ориентировочно определяется в 2,2—4,2 км, нижней в 4—6 км.

**Структура верхней и нижней толщ Курило-Восточно-Камчатской зоны.** В пределах Южных Курильских островов в отложениях верхней толщи выделяются два антиклинальных поднятия и два синклиналиных прогиба (рис. 42). Западное антиклинальное поднятие совпадает с Большой Курильской грядой, восточное — с Малой грядой и хребтом Витязя (Жильцов, 1970), один из синклиналиных прогибов — с Срединно-Курильским прогибом, второй располагается на восточном склоне островной гряды. Оба синклиналиных прогиба характеризуются асимметричным строением. У Срединно-Курильского прогиба более крутое западное крыло и сравнительно пологое восточное. Ось его близко прижата к Б. Курильской дуге. У Восточного прогиба, наоборот, круче восточное крыло и более пологое западное. Его западное крыло и южная периклинали осложнены вторичными структурами. К востоку от северной оконечности о. Кунашир профилем МОВ № XVIII зафиксирован антиклинальный перегиб (см. рис. 40), соответствующий, очевидно, южной периклинали поднятия о. Итуруп, что подтверждает представления о кулисообразном расположении структур южной части Курильской островной дуги.

Строение верхней части осадочного слоя в проливах между островами хорошо иллюстрируется разрезом профиля XII (см. рис. 40), проведенного между островами Кунашир и Итуруп. На разрезе хорошо видно синклинальное строение проливной зоны с более пологим итурупским крылом и более крутым, по-видимому, осложненным сбросом, кунаширским.

Мощность отложений верхней толщи в Восточном прогибе достигает 7 км, в Срединном—4 км, в сводовых частях антиклинальных поднятий она сокращается примерно до 1 км. Следует заметить, что сокращение мощности верхней толщи в пределах Б. Курильской дуги не согласуется с геологическими данными, по которым мощность только верхней части третичных отложений (плиоцен-миоцен) составляет 7—8 км (Сергеев, 1966). Небольшая мощность верхней толщи на о. Итуруп может объясняться высоким положением фронта метаморфизма под Б. Курильской дугой. Кровля метаморфизованных пород ограничивает снизу часть разреза, в которой фиксируются хорошие отраженные волны. Одновременно она является той поверхностью, на которой формируется преломленная волна со скоростью 4,5—5,0 км/с.

В составе нижней толщи Южных Курильских островов выделяются две зоны повышенных до 6—8 км мощностей этой толщи, соответствующие Большой и Малым грядам (рис. 43), и разделяющая их зона сокращенных мощностей, которая совпадает со Срединно-Курильским прогибом. В осевой части этой зоны отложения нижней толщи отсутствуют, в связи с чем верхняя толща здесь подстилается породами базальтового слоя со скоростью 6,3—6,6 км/с. Все зоны ориентированы субпараллельно основным геоморфологическим элементам Южных Курильских островов.

В районе северного звена Курильских островов в отложениях верхней толщи прослеживаются три антиклинальных поднятия и три синклинальных прогиба (см. рис. 29). Как и на юге Курильской дуги, два анти-

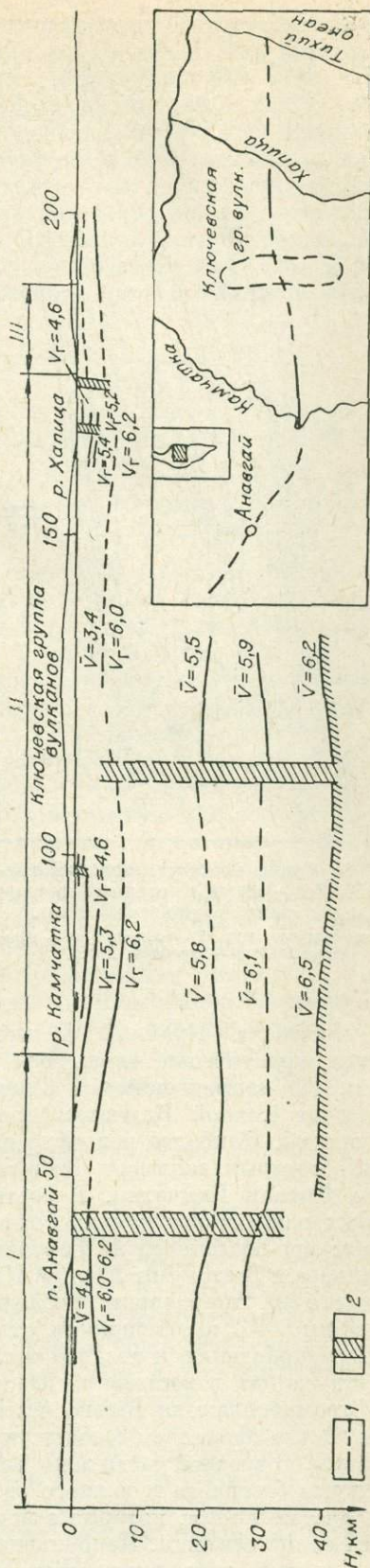


Рис. 41. Камчатка. Профиль ГСЗ. Составили В. К. Утнасин и др.  
1 — предполагаемые разломы. I — Срединный хребет; II — Центрально-Камчатская депрессия; III — хребет Кумрок.

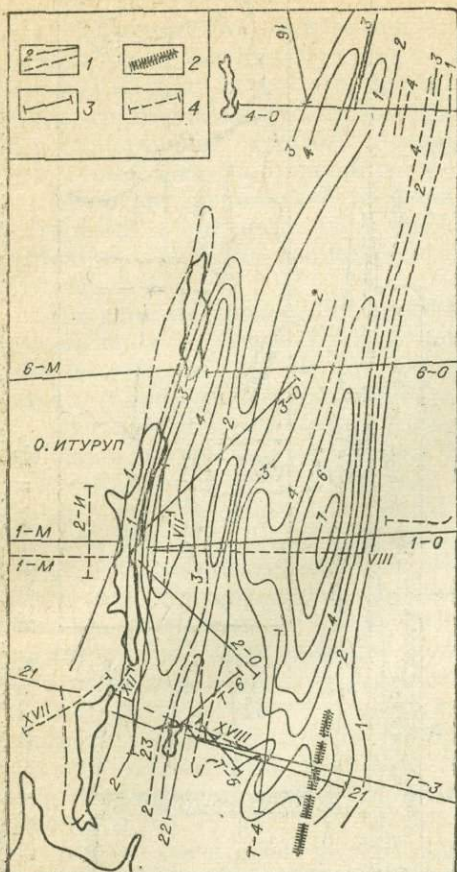


Рис. 42. Схема мощности верхней толщи ( $V=2,0-2,3$  км/с) осадочного слоя южной части Курильской зоны.

1 — изопахиты, км; 2 — сбросы; 3 — профили ГСЗ; 4 — профили МОВ.

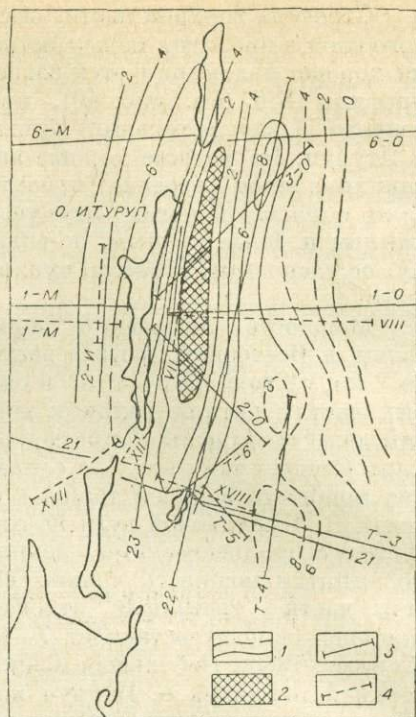


Рис. 43. Схема мощности нижней толщи ( $V=4,5-5,5$  км/с) осадочного слоя южной части Курильской зоны.

1 — изопахиты, км; 2 — области отсутствия толщи; 3 — профили ГСЗ; 4 — профили МОВ.

клинальных поднятия в плане совмещаются с Б. Курильской грядой и хребтом Витязя, а расположенный между ними прогиб — со Срединно-Курильским прогибом. Крайний с востока синклинальный прогиб протягивается практически вдоль оси глубоководного Курило-Камчатского желоба. По направлению на север часть этих структур затухает, и к востоку от Южной Камчатки прослеживаются лишь одно поднятие и один прогиб. Наиболее рельефно из них вырисовывается синклинальный прогиб, который занимает значительные части шельфа и материкового склона Южной Камчатки. В соответствии с простиранием геоморфологических элементов структуры верхней толщи изменяют свое направление с северо-восточного на Северных Курильских островах на субмеридиональное к востоку от Южной Камчатки. Здесь они, по-видимому, простираются на территорию последней. Амплитуда структур в среднем составляет 1—3 км, мощность отложений — 1—6 км.

По направлению к средней части Курильской зоны часть этих структур, так же как к востоку от Южной Камчатки, затухает, в связи с чем здесь прослеживаются только четыре структуры, которые, по-видимому, являются продолжением соответствующих структур южной части Курильской зоны. В средней части зоны они испытывают резкий изгиб к востоку. Структуры северного и южного звеньев Курильской зоны объединяются в складчатые линии, которые с некоторыми перерывами прослеживаются на всем ее протяжении. Наибольшие мощности отложений верхней толщи в Курильской зоне приурочены к ее тихоокеанскому склону.

В составе нижней толщи на Северных Курильских островах выделяется шесть зон с сокращенной и увеличенной ее мощностью (см. рис. 27). Все зоны имеют узкий линейный характер при ширине 40—50 км и длине порядка 500 км. Максимальная мощность отложений в них составляет 4—8 км. Ориентированы они в основном параллельно простиранию геоморфологических элементов. Наиболее протяженной среди них является крайняя с востока зона, которая не затухает, как большинство остальных структур, в пределах Северных Курильских островов, а прослеживается также к востоку от Южной Камчатки. От южной части Курильской дуги описываемые структуры отделены выступом базальтового слоя в районе Средних Курильских островов, отложения нижней толщи в пределах которого отсутствуют.

#### НЕКОТОРЫЕ ВЫВОДЫ И ОБЩИЕ ВОПРОСЫ СТРОЕНИЯ ВЕРХНЕЙ И НИЖНЕЙ ТОЛЩ

##### *Два комплекса отражающих границ верхней толщи*

Верхняя толща осадочного сейсмического слоя глубоководных впадин Охотского и Японского морей, Татарского пролива, центральных и северных частей Охотского моря, Курильской зоны по характеру сейсмического материала разделяется на два комплекса. Первый (верхний) из этих комплексов содержит большое количество протяженных и практически горизонтально залегающих отражающих границ. Во втором (нижнем) комплексе их количество и протяженность, как правило, меньше. По отношению к горизонтам вышележащего комплекса они залегают практически согласно или иногда со слабым угловым несогласием. Несмотря на различную геологическую природу перечисленных выше структур, формирование отложений, к которым приурочены тот и другой комплексы отражающих границ, происходило, по-видимому, в сходных тектонических условиях. Это сходство проявлялось в том, что во время формирования нижнего комплекса происходило относительно медленное и постепенное прогибание бассейнов осадконакопления, в которых накапливались однородные в литологическом отношении породы, в период формирования верхнего комплекса прогибание бассейнов было сравнительно быстрым и различным по скорости, способствующим накоплению тонкого переслаивания, по-видимому, песчано-глинистого и, вполне вероятно, вулканогенного материала (Милашин и др., 1968).

##### *Опорный отражающий горизонт*

В некоторых из рассмотренных выше районов (в глубоководных впадинах Японского и Охотского морей, на юге Татарского пролива, в заливе Терпения о. Сахалин, к северу от Южно-Охотской глубоководной впадины в кровле образований, подстилающих верхнюю толщу осадочного сейсмического слоя) прослеживается опорный отражающий горизонт. В Центральной глубоководной впадине Японского моря он приурочен к кровле базальтового слоя, в остальных районах — к поверхности нижней толщи осадочного сейсмического слоя. Опорный отражающий горизонт состоит, как правило, из серии коротких субгоризонтальных и наклонных отражающих границ. Такое строение опорного горизонта создает впечатление, что он соответствует поверхности размыва, под которой залегают складчатая структура: его наклонные площадки фиксируют положение слоев нижележащей толщи, а субгоризонтальные принадлежат поверхности размыва.

## Соотношение рельефа дна моря со структурой верхней толщи

В подавляющем большинстве случаев отмечается прямая связь между рельефом дна моря и структурой верхней толщи. Такое соответствие имеет место в глубоководных впадинах Японского и Охотского морей, на банках Ямато и Богорова, в Татарском проливе, во впадинах Дерюгина, ТИНРО, в заливе Шелихова, в пределах поднятий Академии наук и Центрально-Охотского, на Большой и Малой Курильских грядках, хребте Витязя, Срединно-Курильском прогибе, в проливных зонах Южных Курильских островов. Прямое отражение в рельефе дна моря большей частью находят также локальные структуры верхней толщи. Такие взаимосвязи между ними обнаружены на севере Центральной глубоководной впадины Японского моря (см. рис. 26, восточный конец пр. 1), в прикурильской части Южно-Охотской глубоководной впадины и на западном склоне о. Итуруп (см. рис. 39), в Татарском проливе (см. рис. 33, пр. 6-67), во впадине Дерюгина (см. рис. 38). Не отражаются в рельефе дна моря Северный прогиб Охотского моря, структуры охотоморского шельфа Камчатки и континентальных склонов Японского и Курило-Камчатского глубоководных желобов, хотя один из синклинориев Курильской зоны протягивается вблизи осевой части Курило-Камчатского глубоководного желоба, местами совпадая с ней. Не находится соответствующих аналогов в структуре верхней толщи желобам Макарова и П. Шмидта Охотского моря. Сложные взаимоотношения между структурой осадочной толщи и рельефом дна моря отмечаются в пределах материковых склонов глубоководных впадин морей и глубоководных желобов. По-видимому, в большинстве районов верхняя часть рассматриваемой толщи срезается материковым уступом (см. рис. 40, пр. VIII и XVIII; рис. 36, пр. X), хотя имеются случаи, когда ее отражающие границы залегают в пределах материкового уступа согласно дну моря (см. рис. 36, пр. IX—IXа, XVI).

## МОЩНОСТЬ И СТРУКТУРА ОСАДОЧНОГО СЛОЯ

Осадочный сейсмический слой в пределах сектора развит практически повсеместно (рис. 44). Он отсутствует лишь в некоторых пунктах Японии, Сахалина и Камчатки, в которых на дневной поверхности обнажаются докембрийские образования. Максимальной мощности (10—15 км) он достигает в Курило-Камчатской зоне, к западу от Южной Камчатки и на Западном Сахалине — в Татарском проливе. Значительная его мощность (6—8 км) зафиксирована во впадине Дерюгина. Минимальная мощность этого слоя отмечена в Охотском море, на тихоокеанском склоне Японской дуги (2—4 км) и в Японском море (1—2 км).

В большинстве районов зоны перехода осадочный сейсмический слой состоит из его верхней и нижней толщ, исключение составляют средняя часть Курильской зоны и Японское море, где он сложен преимущественно его верхней толщей. В восточной части Азиатского континента, в отличие от зоны перехода, он преимущественно представлен своей нижней толщей.

В Татарском проливе, на Сахалине, в Курильской зоне, на Камчатке и ее шельфах в осадочном слое, так же как и в его верхней и нижней толщах, преобладают линейные структуры с ориентировкой длинных осей вдоль простирания основных геоморфологических элементов. Для Охотского моря, наоборот, характерны изометричные структуры. Меньше здесь по сравнению с предыдущими районами и градиент его мощностей. Вместе с тем, поскольку структуры верхней и нижней толщ часто сме-

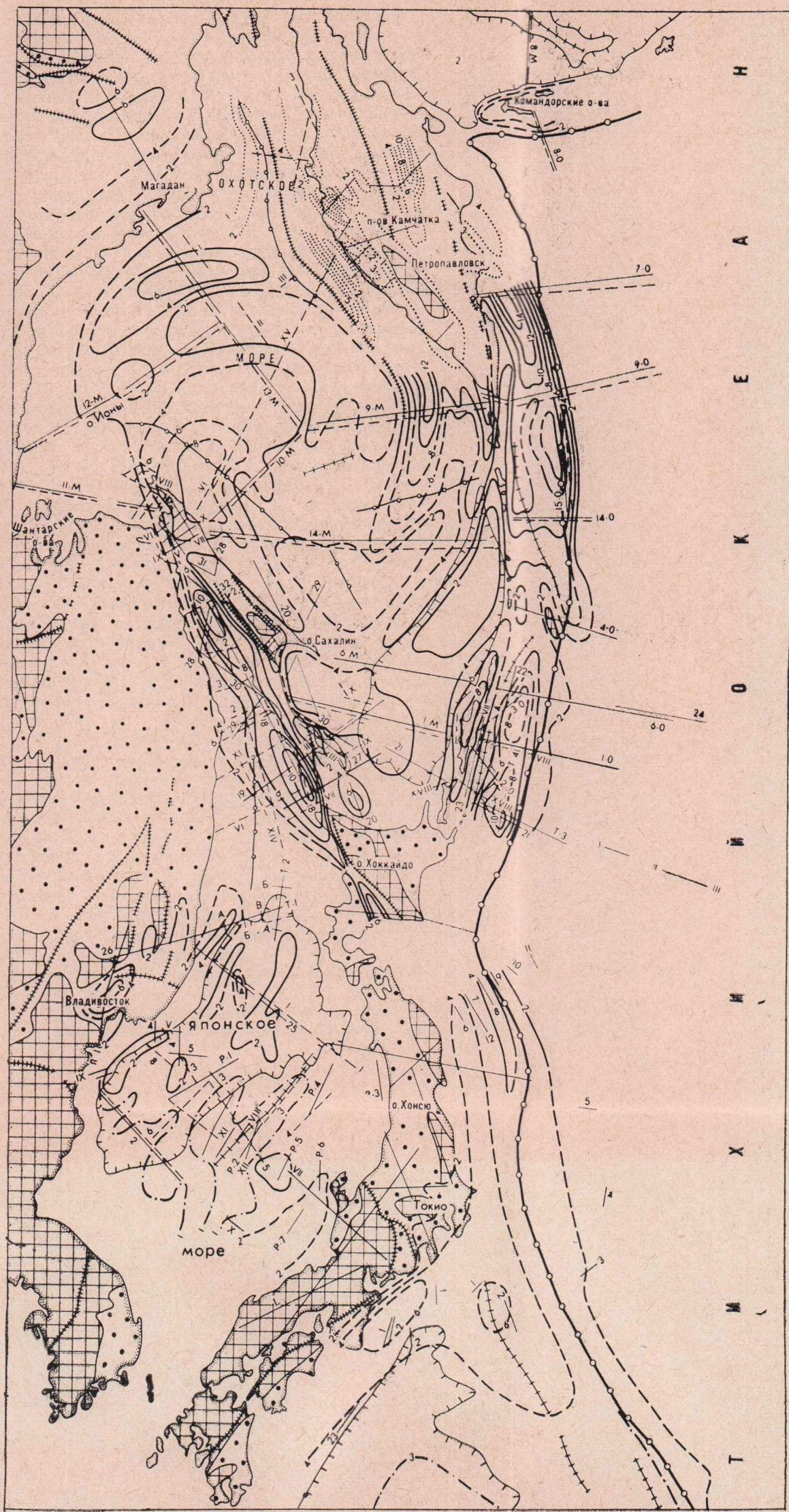


Рис. 44. Схема мощности осадочного слоя ( $V=1,6-5,5$  км/с). Составил И. К. Туезов по материалам ИФЗ, ИО, СахКНИИ, ТГЭ ВНИИМоргео, СахГУ, КамГУ, японских исследователей.

1 — изопачты осадочного слоя, км; 2 — изопачты верхней толщи осадочного слоя, км; 3 — районы развития осадочного слоя на суше; 4 — районы отсутствия осадочного слоя; 5 — главные глубинные разломы; 6, 7 — осевые линии основных геоморфологических элементов: 7 — отрицательные, 5 — положительные; 8 — контуры глубоководных впадин; 9, 10 — сейсмические профили метода: 9 — преломленных волн, 10 — отраженных волн.

щены относительно друг друга, строение и местоположение структур осадочного слоя, как правило, отличается от их строения и местоположения в той и другой толщах.

Одна из наиболее рельефных структур осадочного слоя в Охотском море—впадина Дерюгина. С запада она окаймляется складчатыми структурами Сахалина, с трех других сторон — валобразными поднятиями амплитудой около 2 км. Все структуры центральной части Охотского моря имеют изогнутую форму, простираение их изменяется на 90°. На севере моря обособляется прогиб, который по аналогии с верхней и нижней толщами осадочного слоя может быть назван Северным. На месте Южно-Охотской глубоководной впадины, в отличие от верхней и нижней толщ, единая структура в осадочном слое отсутствует. В ее южной части обособляется зона увеличенных мощностей (4 км), которая простирается в залив Терпения, а на севере — зона сокращенных (2 км) его мощностей, которая, по-видимому, пересекает северный фланг Курильской дуги и затухает вблизи восточной оконечности Южной Камчатки. Курильская зона пережимом в ее средней части разбита на южное и северное звенья. На юге зоны прослеживаются два прогиба и расположенное между ними поднятие. На севере главной структурой является прогиб, приуроченный к западному склону Курило-Камчатского глубоководного желоба. Его амплитуда достигает 10—12 км. На о. Сахалин и в Татарском проливе выделяются две сопряженные структуры: поднятие, в плане соответствующее Восточно-Сахалинским горам, и прогиб, который протягивается вдоль западного побережья о. Сахалин.

При сопоставлении структур осадочного слоя с гравитационными аномалиями наибольшие их расхождения отмечаются в центральной части Охотского моря: здесь они не совпадают друг с другом ни по простираениям, ни по знакам. В Японском море соответствуют их направления и в ряде случаев знаки. На о. Сахалин, в южной части Охотского моря, в Курильской зоне, на тихоокеанском шельфе Японии соответствуют, как правило, и простираения, и их знаки.

Есть несколько вариантов схем мощностей осадочного сейсмического слоя, составленных И. П. Косминской и др. (Строение земной коры..., 1964), И. А. Соловьевой (Марков и др., 1967), А. Ю. Юновым (1970). Наибольшие расхождения схема мощности осадочного сейсмического слоя, изображенная на рис. 44, имеет со схемой мощности И. П. Косминской и др., так как последняя, в отличие от нашей схемы, составлена исходя из предположения, что породы со скоростями 5,0—5,5 км/с Курильской зоны и 4,5—5,2 км/с центральной части Охотского моря принадлежат консолидированной коре. Как и следовало ожидать, мощность осадочного слоя на их схеме, как правило, значительно меньше, чем на нашей.

Подход к определению состава осадочного сейсмического слоя у И. А. Соловьевой и А. Ю. Юнова аналогичен нашему, поэтому отличия их оценок мощности этого слоя от нашей меньше, чем в предыдущем случае. Тем не менее, расхождения имеют место. Это относится, например, к району Охотского моря, расположенному к западу от Южной Камчатки, где мощность слоя И. А. Соловьевой и А. Ю. Юновым, так же как И. П. Косминской и др., оценивается в 1—4 км, к району островов Кунашир и Итуруп, где А. Ю. Юнов, так же как И. П. Косминская и др., определяет его мощность в 2 км. Трудно согласиться с А. Ю. Юновым в том, что полосы сокращенной и повышенной мощности протягиваются непрерывно от о. Хоккайдо до Южной Камчатки, так как, по данным профиля 4-0 (Строение земной коры..., 1964), его мощность значительно уменьшается в районе Средних Курильских островов вплоть до полного выклинивания (см. рис. 44).

Принципиальным является вопрос о простираении северной периклинали Южно-Охотской глубоководной впадины, которая на схемах всех

упоминаемых выше исследователей продолжается к западному побережью Южной Камчатки, в то время как на нашей схеме она, в соответствии с ориентировкой аномалий силы тяжести, пересекает Северные Курильские острова и заканчивается к востоку от Южной Камчатки.

По-видимому, отмеченные выше различия в оценке мощности и характера структур осадочного сейсмического слоя, кроме различных подходов к определению его состава, объясняются недостатком геофизических материалов, вследствие чего имеются большие возможности для субъективного решения тех или иных вопросов, особенно при определении простираний структур. Вместе с тем нельзя не учитывать и того, что автор, в отличие от упоминаемых исследователей, дополнительно использовал значительные по объему геофизические материалы последних лет, полученные в различных районах рассматриваемой территории.

## КОНСОЛИДИРОВАННАЯ КОРА

Консолидированная кора северо-западного сектора зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану в большинстве его районов составлена из гранитного и базальтового сейсмических слоев, данные о строении которых, в отличие от осадочного слоя, базируются в основном на материалах ГСЗ и взрывной сейсмологии.

### СТРОЕНИЕ КОНСОЛИДИРОВАННОЙ КОРЫ ПО РЕГИОНАМ

#### *Японское море*

В глубоководных впадинах Японского моря консолидированная кора состоит из базальтового слоя мощностью около 8 км (Береснев и др., 1970) и скоростью 6,5—6,7 км/с (см. рис. 28, пр. 2). Его кровля в Центральной глубоководной впадине, как отмечалось, является хорошей отражающей поверхностью, которая при приближении к Приморью и к Японии обнаруживает тенденцию к погружению (см. рис. 26, пр. 1, 2). По данным метода отраженных волн, поверхность базальтового слоя не является гладкой, как принято считать по материалам ГСЗ. Она сильно расчленена и образует ряд возвышенностей, часто конусообразной формы (см. рис. 25; Ковылин, Непрочнов, 1965; Ковылин, 1966; Милашин и др., 1967). В верхней части слоя регистрируются четкие отражающие границы с небольшими углами наклона.

К сожалению, переход от консолидированной коры глубоководной впадины к консолидированной коре окружающей суши хорошо не изучен. Наиболее показательны в этом отношении профили Т-1, 25 и 26, расположенные к югу от Приморья (Суворов и др., 1968; Глубинное сейсмическое зондирование..., 1971). Как и в других переходных зонах подобного типа, основные изменения строения коры здесь связаны с возрастанием ее мощности от 8—12 до 36—38 км за счет появления гранитного слоя и увеличения толщины базальтового. Изменения строения консолидированной коры в переходной зоне сопровождаются резкими вариациями граничных скоростей в ее кровле и на поверхности Мохоровичича. В кровле консолидированной коры значения скоростей уменьшаются от 6,5—6,6 км/с в глубоководной впадине моря до 5,6—6,2 км/с в Приморье. На поверхности Мохоровичича регистрируется набор скоростей, величины которых при движении от глубоководной впадины к Приморью на профиле 25 составляют 8,3; 8,0; 9,9; 8,0; 8,6; 7,9 км/с, а на профиле 26—8,0; 7,8; 7,5; 9,1; 8,0 км/с (Зверев и др., 1969).

Интересно отметить, что на северной и южной возвышенностях банки Ямато в верхней части консолидированной коры установлено наличие гранитного слоя со скоростью 5,6—6,2 км/с и мощностью около 4 км, подстилаемого базальтовым слоем мощностью около 8 км и скоростью 6,5—6,9 км/с (Japanese National Report..., 1967; Береснев, Ковылин, 1969б; Ковылин, Мирлин, 1971).

На профиле XI, приуроченном к впадине между северной и южной возвышенностями Ямато, зафиксирован разрез, сходный с разрезом Центральной глубоководной впадины: под слоем осадков со скоростью 2,0 км/с залегает преломляющая граница со скоростью 6,8 км/с.

Противоречивые материалы получены советскими и японскими исследователями во впадине Хонсю. Первыми из них на профиле VII зафиксирован разрез, аналогичный разрезу Центральной глубоководной впадины: под осадками со скоростью 2,0 км/с залегает базальтовый слой со скоростью 6,5 км/с. Японскими исследователями на профиле P-5 под осадками со скоростями 1,9—3,3 км/с установлен, о чем говорилось выше, слой со скоростью 5,5 км/с и мощностью несколько более 2 км.

### Япония

Сложную эволюцию пережили взгляды на строение консолидированной коры Японии.

Первые представления о ее строении сложились на основании работ Т. Матузава (Matusawa, 1959), Т. Матузава и др. (Matusawa et al., 1959), Т. Микумо и др. (Mikumo et al., 1961), Ш. Хотта и др. (Hotta et al., 1964) и др. исследователей, производивших первичную обработку многочисленных сейсмических материалов, полученных в результате регистрации промышленных взрывов (табл. 11). Особенностью этого этапа являются данные о чрезвычайно низких значениях скоростей в консолидированной коре Японии по сравнению с их величинами на континентах. Из ее разреза по этим материалам практически полностью выпадает базальтовый слой, так как скорости 5,5—6,2 км/с, приводимые указанными исследователями для консолидированной коры, характерны для гранитного слоя и малы для базальтового. Исключение представляет разрез по профилю Сиундзи—Кавадзи, на котором в низах земной коры был выделен слой с  $V=6,82$  км/с.

В последующем все эти материалы, с учетом гравиметрических данных, пересмотрел Т. Микумо (Mikumo, 1966). Он стремился подобрать такую модель земной коры, которая удовлетворяла бы сейсмическим и гравиметрическим данным. Для каждого профиля им построено по две модели: трех- и четырехслойные. Трехслойные модели состоят из слоев со скоростями: 5,5; 6,0—6,15; 6,5 км/с при мощности земной коры 30—45 км (см. рис. 28, пр. С—D). Четырехслойная модель включает в себя слой со скоростями: 5,5; 6,0—6,15; 6,5—6,8 и 7,35—7,45 км/с с мощностью земной коры, изменяющейся от 30 до 50 км. С гравиметрическими данными в большей степени согласуется четырехслойная модель земной коры. Гравитационный эффект, рассчитанный от трехслойной коры, обнаруживает расхождение с наблюдаемым гравитационным полем в среднем на 50 мгл в ту и другую стороны. Отличие представлений Т. Микумо от представлений предыдущих исследователей заключается в увеличении им числа слоев в земной коре от двух-трех до трех-четырех и, что пожалуй, наиболее важно, в утверждении базальтового слоя, в составе которого он выделил также промежуточный (переходный) слой со скоростями 7,35—7,45 км/с.

В 1967—1968 гг. на основании времен вступления преломленных волн, опубликованных японскими исследователями, Э. Г. Жильцов с участием автора переинтерпретировал описываемые материалы способами, применяемыми в СССР (Туезов, Жильцов, 1972). Им было выделено шесть

Значения скоростей сейсмических волн и мощностей слоев земной коры в Японии

Профиль	Номер модели	Скорости, км/с						Мощности слоев, км				Глубины до поверхности М, км
		I	II	III	IV	M	I	II	III	IV		
Камаиси	—	4,5	5,5	5,8	6,2	—	0,3	1,0	1,5—4,5	—	—	—
Камаиси — Исибути	—	2,51	—	5,75—5,85	6,1—6,2	7,5—8,0	4,0	—	—	—	—	20—25
Хокота — Камаиси	—	1,74	5,5	5,8	6,2	7,7	4,0	5,0	5,0	15—22	—	20—27,5
Нодзори — Хокота	I, II, III	—	5,5	—	6,1	7,7—8,1	—	0—6,0	—	14—27	—	20—27
	IV	2,7	—	—	6,0	7,5	0,5	—	—	13—26	—	20—26
	V	4,8—2,7	—	5,8	6,2	8,0	0—1,5	—	1,5—8,0	18—28	—	21—30
Миборо восточн.	I	—	5,55	—	6,0	7,7	—	0—9,2	—	28—30	—	28—38
	II	—	5,55	—	6,0	7,9	—	4,0—6,0	—	31,6	—	35,6
Миборо запад.	I	—	5,55	—	6,0	7,7	—	0—9,5	—	16—30	—	25—36
А—В	II	—	5,55	—	6,0	7,5	—	0—15,0	—	13—30	—	30
139° в. д.	—	2,17—2,83	—	6,0	6,82	7,7—8,2	—	0—4,0	10—21	20	—	30—55

слоев с граничными скоростями 1,65—3,0; 5,6; 5,9; 6,2—6,5; 7,5—7,6 и 8,5 км/с. Слои со скоростями 1,65—3,0 (среднее из них — 2,2); 5,6 и 6,2—6,5 (среднее 6,3) км/с прослежены только в Северо-Восточной Японии, а слой со скоростью 5,9 км/с — только в Юго-Западной Японии. Преломляющая граница со скоростью 8,5 км/с в основном распространена в Юго-Западной Японии. На северо-востоке она выделена лишь на профиле Хокота — Исибути.

Эти данные о строении земной коры хорошо согласуются с геологическим строением Японии, по особенностям которого она разделяется на юго-западную и северо-восточную части. Первая из них с поверхности сложена палеозойскими и более древними образованиями, однородными в сейсмическом отношении, во второй, в верхней части разреза, встречаются кайнозойские, мезозойские и палеозойские образования. С этим, по-видимому, связано то обстоятельство, что в ее разрезе фиксируется большее число преломляющих границ, чем в Юго-Западной Японии. Вывод о различиях в сейсмических характеристиках юго-западной и северо-восточной частей Японии еще ранее был намечен Т. Матузава, Т. Микумо, Ш. Хотта и другими японскими исследователями, однако должного развития он в их работах не получил.

Большое значение для определения геологической природы слоев земной коры Японии имеет стратификация границы со скоростью 8,5 км/с: является ли она поверхностью Мохоровичича или залегает внутри верхней мантии. Учитывая большую для поверхности Мохоровичича величину граничной скорости, автор и Э. Г. Жильцов отнесли ее к границе внутри мантии, а с поверхностью М они отождествили границу с  $V=7,6$  км/с.

В 1964 г. в Юго-Западной Японии по профилю Курайоси — Ханабуша (Hasizume et al., 1966) и в 1965 г. в Северо-Восточной Японии по профилю Кесеннума — Ога (Hasizume et al., 1968) проведены детальные исследования методом взрывной сейсмологии, позволившие получить представительные материалы о глубинном строении Японии (Асано, 1972). На первом из них зафиксированы слои со скоростями 4,5; 6,1; 6,4—6,6 и 7,4—7,5, подстилаемые поверхностью Мохоровичича со скоростью 8,0—8,2 км/с. Общая мощность земной коры оценена в ~50 км, т. е. были получены данные, сходные с построениями Т. Микумо, Э. Г. Жильцова и автора, если границу со скоростью 8,5 км/с последних принять за поверхность Мохоровичича. По профилю Кесеннума — Ога в составе консолидированной коры выделено два слоя со скоростями 6,0 и 6,6 км/с. Под нижними из них залегает поверхность М со скоростью 8,0 км/с (см. рис. 28, пр. А — В). Следует отметить, что значение скорости на поверхности М на этом профиле исследованиями С. Асано (1972) впоследствии было уточнено. Скорость оказалась равной 7,5 км/с.

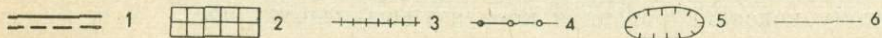
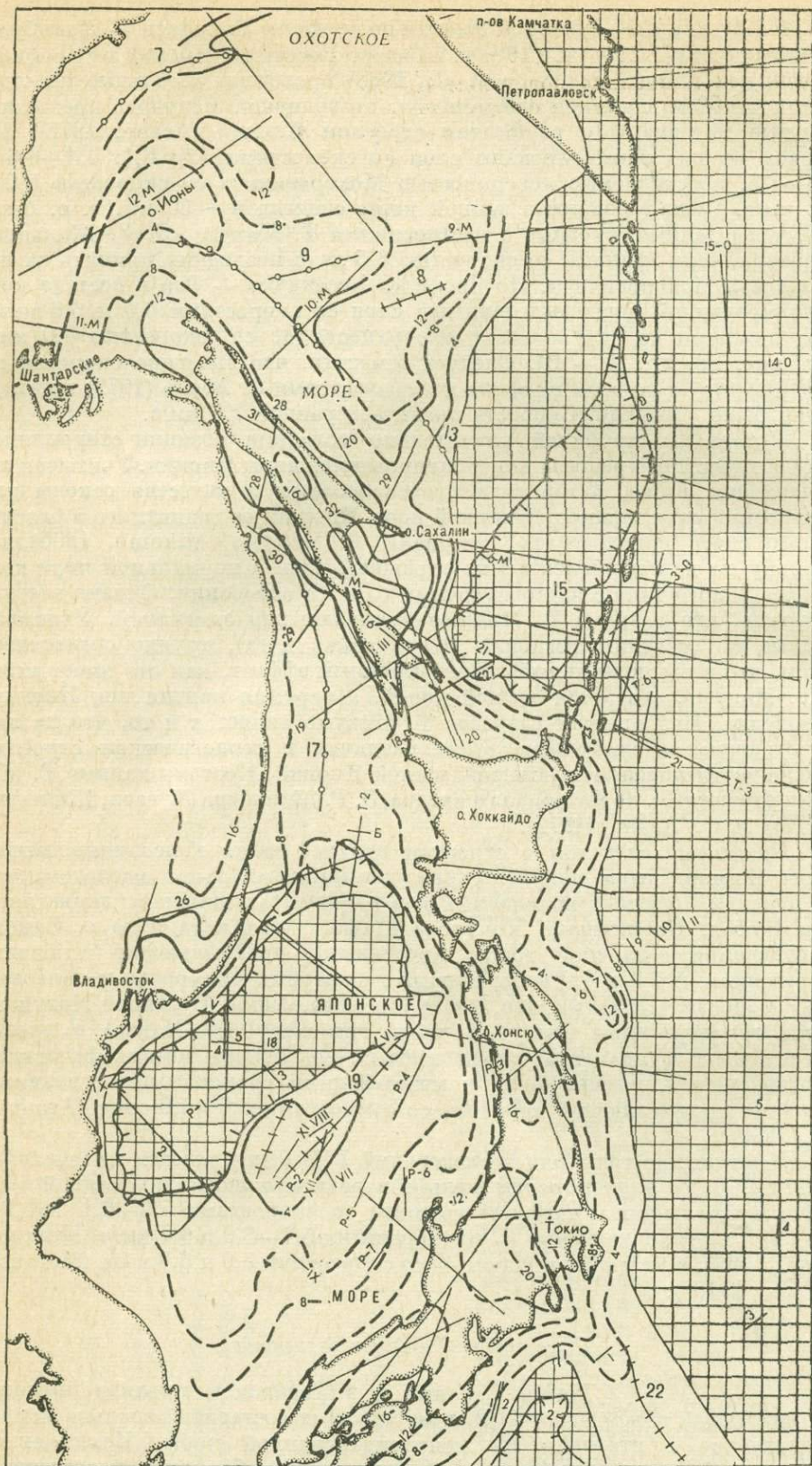
Материалы профилей значительно ослабили позиции сторонников низкоскоростного разреза консолидированной коры Японии. Учитывая все изложенное выше, автор счел целесообразным в качестве основы для построения схем мощностей земной коры Японии, ее гранитного и базальтового слоев использовать материалы Т. Микумо (Mikumo, 1966), поскольку на них наиболее полно отражены идеи о нормальной коре континентального типа с промежуточным слоем в основании. Однако следует отметить, что разрезы Т. Микумо вызывают ряд замечаний. Учитывая данные по соседним регионам (Курильская дуга), трудно согласиться с тем, что весь аномальный гравитационный эффект, как это имеет место у Т. Микумо, создается земной корой, а верхняя мантия под Японией однородна. Недостатком разрезов Т. Микумо является и то, что на них не отражаются отмеченные выше различия в геологическом строении северо-восточной и юго-западной частей Японии. Поэтому данные Т. Микумо уточнялись по материалам автора, Э. Г. Жильцова (Гуезов, Жильцов, 1972)) и С. Асано (1972).

Некоторые сведения о строении верхней части консолидированной коры Японии были получены при упоминаемых выше исследованиях по поискам полезных ископаемых и в районе Матуширского землетрясения 1965 г. На площади Хокурока префектуры Акита и на о. Сикоку в основании осадочной толщи прослежены преломляющие горизонты со скоростями 5,5 и 6,0 км/с, первый из которых приурочен к палеозойским породам (Hirasawa, Ito, 1967; Ichikawa, 1968). В районе Матуширского землетрясения (северная часть грабена Фосса-Магна) в кровле дотретичного фундамента, сложенного палеозойскими метаморфическими образованиями, миоценовыми и мезозойскими гранитными интрузиями, выявлен преломляющий горизонт со скоростями 5,9—6,0 км/с (Asano et al., 1969).

В последние годы ряд исследований ГСЗ был проведен на шельфах Японии. На ее япономорском шельфе в разрезе консолидированной коры зафиксированы преломляющие границы со скоростями 5,6—6,1 и 6,7—6,8 км/с, на тихоокеанском — со скоростями 5,7—5,9 и 6,7 км/с (Murauchi et al., 1964), а на филиппинском — со скоростями 6,0 и 6,8 км/с (Murauchi et al., 1968b).

### *Сахалин и Татарский пролив*

На о. Сахалин и в Татарском проливе проведен значительный объем работ ГСЗ, позволяющих составить довольно полное впечатление о строении их консолидированной коры. Исключением является Северный Сахалин, где объем этих работ явно недостаточен и поэтому консолидированная кора изучена недостаточно.



Консолидированная кора Сахалина и Татарского пролива состоит из двух слоев (гранитного и базальтового) и только в проливе Лаперуза и заливе Анива по данным профилей 20-Ю и 27 она представляется однослойной (Шушаков, 1962; Лившиц и др., 1963; Биккенина и др., 1970; Глубинное сейсмическое зондирование..., 1971). Мощности слоев консолидированной коры и значения скоростей в них в пределах Татарского пролива и о. Сахалин резко варьируют. Например, в проливе Лаперуза и заливе Анива скорости в кровле консолидированной коры изменяются от 5,6 до 7,5 км/с, а на поверхности Конрада к востоку от Сахалина (пр. 29-В)—от 5,5 до 7,4 при средневзвешенном ее значении 6,7 км/с. Резкие колебания мощностей гранитного и базальтового слоев наиболее характерны для западного побережья Сахалина и Татарского пролива. Толщина гранитного слоя уменьшается от 12 км на севере западного побережья Сахалина до 5—6 км в его средней части при одновременном увеличении в этом же направлении мощности базальтового слоя от 10 до 20—25 км. Аналогичные вариации их мощностей отмечаются и вкрест простирания Татарского пролива (рис. 45, 46).

Ю. А. Трескова и др. (1969) указывают, что верхняя и нижняя границы базальтового слоя Сахалина нерезкие, они сопровождаются переходными слоями мощностью 1—2 км.

Кровля консолидированной коры обнажается на дневной поверхности в Сусунайском и Восточно-Сахалинском хребтах, сложенных в ядрах палеозойскими образованиями, в связи с чем возраст ее верхней части (верхней части гранитного слоя) условно считается палеозойским. В районе Тонино-Анивского п-ова, следуя, по-видимому, за кровлей палеозойских пород, поверхность консолидированной коры погружается на глубину 1,5—2,0 км. Она погружается также в западном направлении, достигая на берегу Татарского пролива глубины около 5 км, что не согласуется с геологическими данными, которыми мощность надпалеозойских образований оценивается здесь величиной 8—10 км. Расхождение, по-видимому, объясняется завышением мощностей пород при геологических исследованиях. Вдоль западного берега Сахалина прогнозируется узкое валоподобное поднятие кровли базальтового слоя (Фотиади и др., 1969).

### *Охотское море*

Консолидированная кора центральной и северной частей Охотского моря, как и консолидированная кора Сахалина и Японии состоит из гранитного и базальтового слоев со скоростями 5,7—6,2 и 6,3—6,7 км/с соответственно. Однако граница между ними, как упоминалось, весьма нечеткая. В Южно-Охотской глубоководной впадине, так же как в глубоководной впадине Японского моря, консолидированная кора состоит из базальтового слоя со скоростью 6,7—6,8 км/с. Переход от нее к консолидированной коре Сахалина сопровождается появлением гранитного слоя и увеличением мощности базальтового. Основные изменения коры происходят в области материкового склона. Так же как в зоне перехода от глубоководной впадины Японского моря к Приморью, здесь наблюдаются резкие скачки граничных скоростей на поверхности Мохоровичича от 7,4 до 8,6 км/с.

Рис. 45. Схема мощностей гранитного слоя ( $V=5,6-6,3$  км/с). Составил И. К. Туевоз по материалам ИФЗ, ИО, СахКНИИ, японских исследователей.

1 — изопахиты, км; 2 — области отсутствия слоя; 3, 4 — осевые линии основных геоморфологических элементов: 3 — положительные, 4 — отрицательные; 5 — контуры глубоководных впадин; 6 — сейсмические профили.

Консолидированная кора Курильских островов состоит из базальтового слоя мощностью до 24 км, разделенного на множество блоков различного порядка (Зверев, Тулина, 1966). Наиболее крупными из них являются блоки, соответствующие Южным, Центральным и Северным Курильским островам. Первый и третий из них по своему строению подобны друг другу, а центральный существенно отличается от них сокращенной до 8 км мощностью. Консолидированная кора Южных Курильских островов, в свою очередь, делится на Итурупский и Кунаширский блоки, первый из которых отличается от второго большими значениями пластовых скоростей (Тулина, 1969). Блоковый характер консолидированной коры Курильской гряды подчеркивается резкими изменениями граничных скоростей на ее поверхности, которые варьируют от 6,3 до 7,2 км/с. Однако в целом для консолидированной коры Южных Курильских островов характерны аномально низкие значения скоростей, которые часто равны 6,3, а в отдельных случаях — 6,0 км/с. По мнению Ю. В. Тулиной и В. И. Мироновой (Строение земной коры..., 1964), это объясняется промежуточным ее составом между гранитным и базальтовым слоями. Весьма сложен и резко меняется переход от коры к мантии: в одних случаях он достаточно четкий и характеризуется нормальными значениями скоростей на поверхности Мохоровичича, в других он весьма неопределенный, в третьих — в ожидаемом интервале глубин вообще не обнаружен.

На Восточной Камчатке, в отличие от Курильских островов, по данным последних исследований, в составе консолидированной коры предполагаются два слоя — гранитный и базальтовый — общей мощностью 32—36 км (см. рис. 41) и граничной скоростью в кровле первого из них 6,0—6,2 км/с. Это следует учитывать при анализе схемы мощности гранитного слоя (см. рис. 45), которая составлена до проведения этих исследований и на которой Восточная Камчатка показана лишенной гранитного слоя.

#### ОБЩИЕ ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ СЛОЕВ КОНСОЛИДИРОВАННОЙ КОРЫ

В настоящем разделе рассмотрим строение гранитного и базальтового слоев в целом для описываемой территории (Tuzov, 1971).

##### *Гранитный слой*

Максимальной мощности, равной 16—20 км, гранитный слой достигает в узкой зоне, протягивающейся вдоль Сахалино-Японской дуги (см. рис. 45). Линзы с мощностью этого слоя до 12—16 км отмечаются также в центральной части Охотского моря. На юго-востоке Сахалино-Японская линза примыкает к талассократону Тихого океана и к Южно-Охотской глубоководной впадине, в пределах которых этот слой отсутствует. Эта область отсутствия слоя охватывает также часть Охотского моря, примыкающую с севера к глубоководной впадине, и Курильскую дугу. Зона сокращенной до 4—8 км мощности, имеющая сложную форму и на юге сочленяющаяся с зоной его отсутствия в Южно-Охотской глубоководной впадине, протягивается к востоку и к северу от Сахалина. Другая область сокращенной мощности гранитного слоя располагается к западу от Сахалино-Японской линзы. Она охватывает Японское море и Татарский пролив. Мощность слоя в ее пределах составляет в среднем 4—8 км, а в пределах Центральной впадины моря сокращается до нуля.

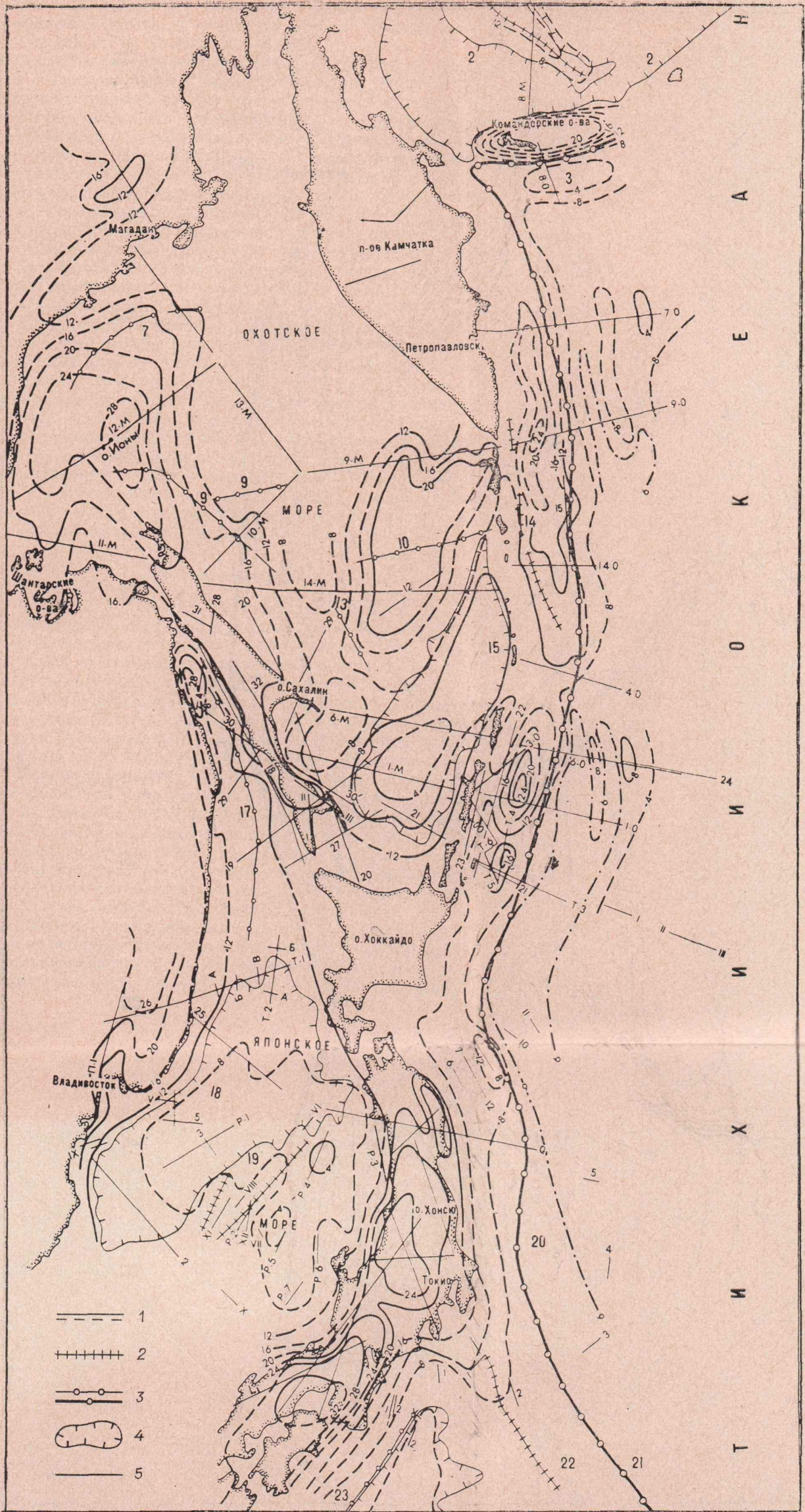


Рис. 46. Схема мощности базальтового слоя ( $V=6,4-7,7$  км/с). Составил И. К. Туезов по материалам ИФЗ, ИО, СахКНИИ, японских исследователей.

1 — изопахты, км; 2, 3 — осевые линии основных геоморфологических элементов: 2 — положительные, 3 — отрицательные; 4 — контуры глубоководных впадин; 5 — сейсмические профили.

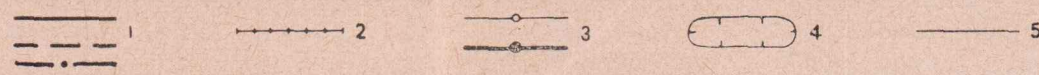
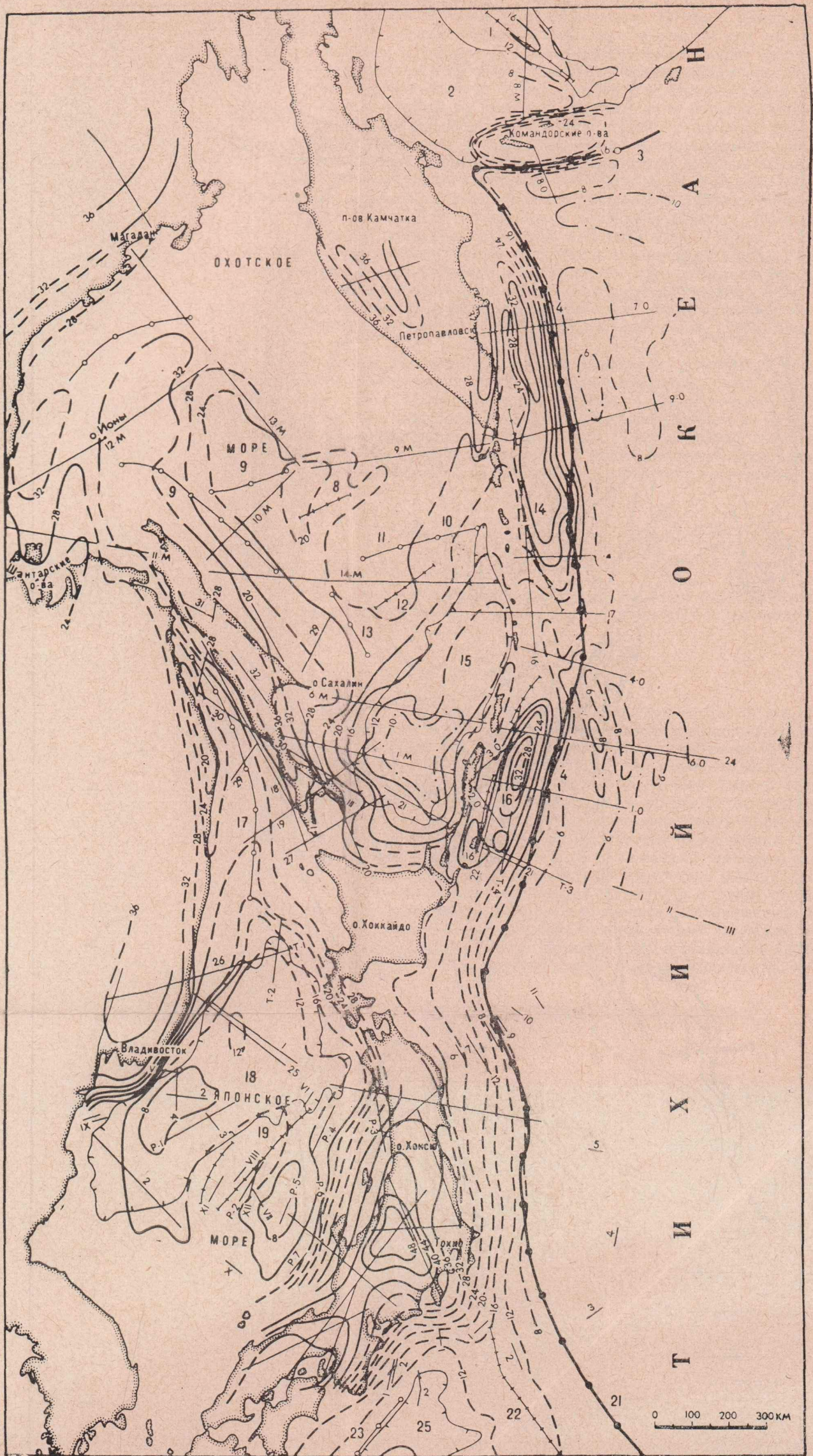


Рис. 47. Схема мощности земной коры ( $V=1,6-8,2$  км/с). Составил И. К. Туезов по материалам ИФЗ, ИО, СахКНИИ, японских исследователей.

1 — изобатиметры; 2, 3 — осевые линии основных геоморфологических элементов: 2 — положительные, 3 — отрицательные; 4 — контуры глубоководных впадин; 5 — сейсмические профили.

Наибольшие значения граничных скоростей в кровле гранитного слоя, колеблющиеся от 6,3 до 6,5 и даже до 6,8 км/с, характерны для Северного, Южного Сахалина и Татарского пролива. На Среднем Сахалине, в заливе Терпения, на большей части Охотского моря преобладают средние их величины, равные 6,0—6,2 км/с. Минимальные значения скоростей (5,6—5,9 км/с) встречаются в виде отдельных пятен к северу от Шантарских островов, к востоку от Восточно-Сахалинских гор, на банке Ямато, к востоку от Северного Хонсю.

Перекрывается гранитный слой в большинстве районов нижней толщей осадочного слоя. И лишь в отдельных пунктах Охотского моря и Татарского пролива на нем залегает верхняя толща осадочного слоя. Сложен гранитный слой метаморфическими и в различной степени метаморфизованными осадочными и магматическими породами. Возраст верхней его части, по данным привязки к обнажениям коренных пород в Приморье, Японии и на Сахалине предположительно определяется как палеозойский и в ряде мест, по-видимому, как докембрийский.

При сопоставлении мощности гранитного слоя с мощностью осадочного слоя отмечается следующая картина. В центральных и северных частях Охотского моря какая-либо корреляция между мощностями этих слоев отсутствует. В остальных районах северо-западного сектора зоны перехода простирания зон сокращенных и увеличенных мощностей того и другого слоев хорошо соответствуют друг другу. В ряде районов между их мощностями наблюдаются обратные взаимоотношения. Такие соотношения имеют место, например, в Татарском проливе, где линзе осадочного слоя отвечает зона сокращенной мощности гранитного слоя, на Сахалине и в Японии, в пределах которых сочетаются уменьшенная мощность осадочного слоя с увеличенной толщиной гранитного. Мощность гранитного слоя здесь в несколько раз больше мощности осадочного слоя. К востоку от Сахалина и на тихоокеанском шельфе Японии их мощности примерно равновелики друг другу.

Простирание аномалий силы тяжести в большинстве случаев согласуется с ориентировкой структур гранитного слоя. Отмечается также совпадение относительно пониженных аномалий силы тяжести с зонами увеличенных мощностей гранитного слоя.

#### *Базальтовый слой*

В отличие от гранитного слоя, зоны максимальной мощности базальтового протягиваются не только вдоль Сахалино-Японской дуги, но также и вдоль Курило-Камчатской (см. рис. 46). Он распадается здесь на отдельные линзы с мощностью пород в них в среднем около 24 км, а к северу от о. Сахалин и в Юго-Западной Японии — около 28—32 км. На Южных Курильских островах, кроме восточного склона, раздвиг мощности этого слоя отмечается под островами Большой Курильской дуги, а сокращение — под Малой Курильской дугой. Зоны сокращенной до 4—8 км мощности базальтового слоя выявлены под глубоководными впадинами морей и в полосе к востоку от о. Сахалин. Одна из таких зон из Японского моря протягивается вдоль Татарского пролива, а другая — из Южно-Охотской глубоководной впадины на северо-восток, пересекает Северные Курильские острова и прослеживается в виде узкой зоны вдоль восточного побережья Южной Камчатки. Амплитуда колебаний мощности базальтового слоя в пределах северо-западного сектора зоны перехода составляет в среднем 12—20 км.

Как и по вышележащим слоям, максимальные величины скоростей (7,0—7,4 км/с) характерны для большей части Сахалина и прилегающих к нему акваторий. Широко распространены зоны с минимальными (6,3—6,6 км/с) значениями скоростей. Они встречаются к северу от о. Сахалин, в центральной части Охотского моря, в Курильской зоне, в глубоковод-

ной впадине Японского моря, в западной части Тихого океана. Зоны со средними величинами скоростей распространены сравнительно нешироко: в северной части Охотского моря, в Южно-Охотской глубоководной впадине, в Курильской зоне, на акваториях к западу и к востоку от Японии.

В большинстве районов сектора увеличению мощности базальтового слоя соответствует увеличение мощности гранитного слоя и лишь в Охотском море имеет место обратная картина: уменьшение мощности базальтового слоя сопровождается увеличением толщины гранитного слоя и наоборот.

Простирания зон с различной мощностью базальтового слоя, так же как и гранитного, хорошо согласуются с ориентировкой геоморфологических элементов. Исключением является Охотское море, где такие связи отсутствуют.

В большинстве районов сокращение мощности базальтового слоя сопровождается возрастанием значений силы тяжести, увеличение его мощности — уменьшением интенсивности аномального поля. Исключение представляют центральные и северные районы Охотского моря, где какие-либо определенные связи между вариациями мощности базальтового слоя и величинами гравитационных аномалий отсутствуют.

## ОБЩИЕ ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Области наибольшей мощности земной коры (32—48 км) приурочены к Сахалино-Японской дуге и к восточному борту Курило-Камчатской зоны (рис. 47, 48), хотя по причинам, изложенным выше, приведенные оценки мощности для Японии могут оказаться завышенными. Курило-Камчатская зона повышенной мощности, как и аналогичная зона базальтового слоя, на юге и на севере переходит в моноклинал, образуемую японской и камчатской (Павлов, Юнов, 1970) линзами земной коры и океаническим блоком западной части Тихого океана (Фотиади, 1965; Фотиади, Каратаев, 1963). Вдоль и вквост простирания упомянутых зон образуются локальные утолщения земной коры. Увеличение ее мощности до 24 км отмечается в центральной части Охотского моря и до 16—18 км на банке Ямато Японского моря (Туезов, 1970, 1972).

Между зонами повышенной мощности коры располагаются области ее сокращенной мощности. Такие области с толщиной коры 8—10 км приурочены к глубоководным впадинам Охотского и Японского морей. Область сокращенной мощности земной коры, соответствующая Южно-Охотской глубоководной впадине, пересекает Северные Курильские острова и продолжается далее вдоль восточного берега Южной Камчатки. Япономорская область сокращенной мощности земной коры простирается в Татарский пролив, где она сравнительно быстро затухает. На смену ей здесь появляется узкая зона, примыкающая с востока к северной части Сихотэ-Алиньского вулканического пояса, с мощностью земной коры около 20 км. Уменьшение мощности земной коры до 28 км по сравнению с 32—36 км к югу и к северу отмечается также под Охотско-Чукотским вулканическим поясом. На продолжении Монголо-Охотской палеозойской складчатой системы наблюдается некоторое увеличение толщины земной коры, а на продолжении Сихотэ-Алиньской системы мезозойского — некоторое ее уменьшение. Сложную конфигурацию область сокращенной мощности земной коры имеет в центральной части Охотского моря, сочленяющуюся на юге с аналогичной зоной Южно-Охотской глубоководной впадины.

В соответствии с изменениями мощностей земной коры и ее слоев изменяется и состав земной коры. В большинстве районов земная кора является трехслойной (Фотиади и др., 1969). Мощности базальтового

и гранитного слоев, как правило, равновелики друг другу или несколько преобладает по мощности первый из них. Резко уступает им по толщине осадочный сейсмический слой, который только в отдельных районах (Западный Сахалин, Восточно-Курильская зона) может в какой-то степени соперничать с ними.

В связи с тем, что гранитный слой развит повсеместно, его влияние на структуру земной коры не сказывается столь отчетливо, как это характерно для базальтового слоя. Даже при беглом взгляде на схемы мощностей базальтового слоя и земной коры (см. рис. 46, 47) нетрудно убедиться в тождественности их общего рисунка: наличие зон увеличенных мощностей вдоль Сахалино-Японской дуги, восточного склона Курильской дуги и в центральной части Охотского моря, разделенных зонами сокращенных мощностей.

Отмечаются отчетливые связи между глубиной до дна моря и глубинами до поверхностей Конрада и Мохоровичича. Как и во многих других районах земного шара и для Земли в целом, уменьшение глубины моря сопровождается увеличением глубин до поверхности Мохоровичича и до базальтового слоя, и, наоборот, увеличению глубины моря отвечает уменьшение глубин до этих границ. Для Японского моря зависимость между глубинами до дна моря и до границы М является практически линейной с угловым коэффициентом, равным 6, и  $H_0=30$  км. Связь между глубиной моря и глубиной до кровли базальтового слоя также выражается прямой с угловым коэффициентом, равным 2 и  $H_0=15$  км.

Выше отмечалось, что в оценках мощности осадочного сейсмического слоя Охотского сектора, предлагаемых в настоящей работе и предыдущими исследователями, имеются значительные расхождения. В отличие от осадочного слоя, описанные выше определения мощности земной коры хорошо согласуются с оценками предыдущих исследователей.

Исключением является Япония, для которой ранее было составлено несколько схем мощностей земной коры по сейсмологическим материалам и данным взрывной сейсмологии (Каминума, Аки, 1965; Japanese National Report..., 1967; и др.). Характерная особенность этих схем — небольшая мощность земной коры, которая определялась для Японии в среднем величиной, равной 30 км. Представляется, что ее оценки, приводимые на рис. 47, ближе к действительности, так как они учитывают последние данные по профилям Ханабуша — Курайоси и Кесенума — Ога, выполненным, как указывалось, по достаточно детальным системам.

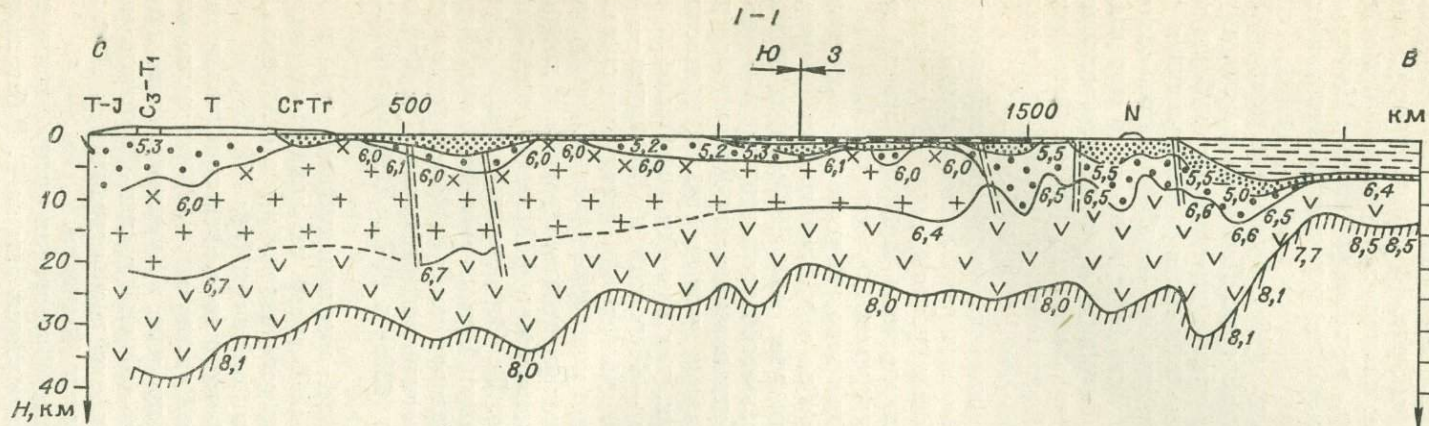
Между аномалиями силы тяжести и мощностью земной коры в исследуемом регионе существует тесная связь: участкам сокращенной мощности коры соответствуют повышенные аномалии, а районам с увеличенной ее толщиной — пониженные (см. рис. 7). Осредненный график зависимости аномалий силы тяжести в редукции Буге от мощности земной коры для Охотского и Японского морей, угловой коэффициент которого равен 14 мгл/км, хорошо согласуется с аналогичными графиками Дж. Вулларда (Woollard, 1959), Н. П. Грушинского (1961) и Р. М. Деменицкой (1967), построенными для Земли в целом.

Максимальные глубины залегания магнитоактивных тел в зоне перехода превышают 20 км, однако наибольшее их количество сосредоточено в интервале от 0 до 10 км. Они установлены как в осадочном, так и в гранитном и базальтовом слоях земной коры (рис. 49, 50).

В верхней и нижней толщах осадочного слоя магнитоактивные массы распределены неравномерно. В верхней толще они наиболее часто встречаются в Японском море, в Татарском проливе, в Курильской зоне и практически отсутствуют в центральной и северной частях Охотского моря. В нижней толще они, наоборот, широко распространены в Охотском секторе и практически не встречаются в Японском.

В гранитном слое магнитоактивные образования распределены в основном равномерно во всех районах, где развит этот слой. В базальтовом

МАГАДАН - СЕВЕРНЫЕ КУРИЛЫ



САХАЛИН - КАМЧАТКА - БЕРИНГОВО МОРЕ

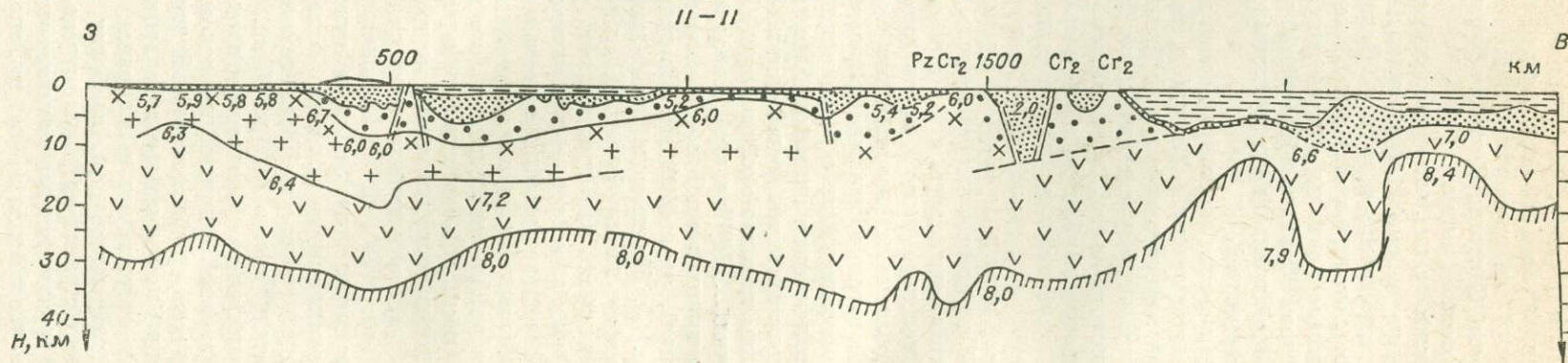
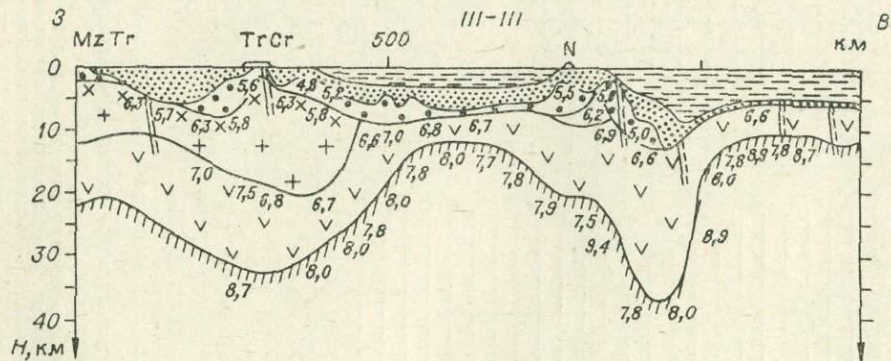


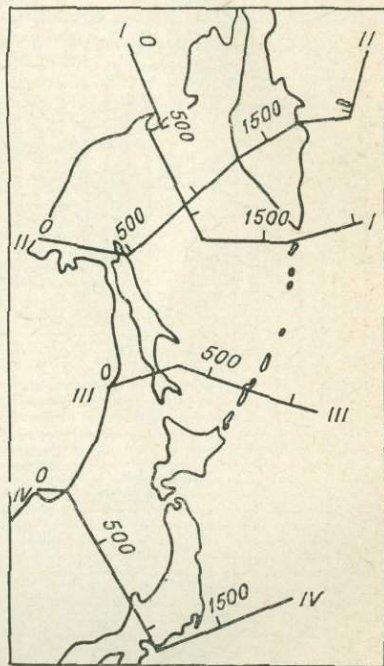
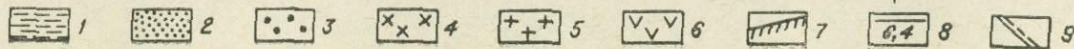
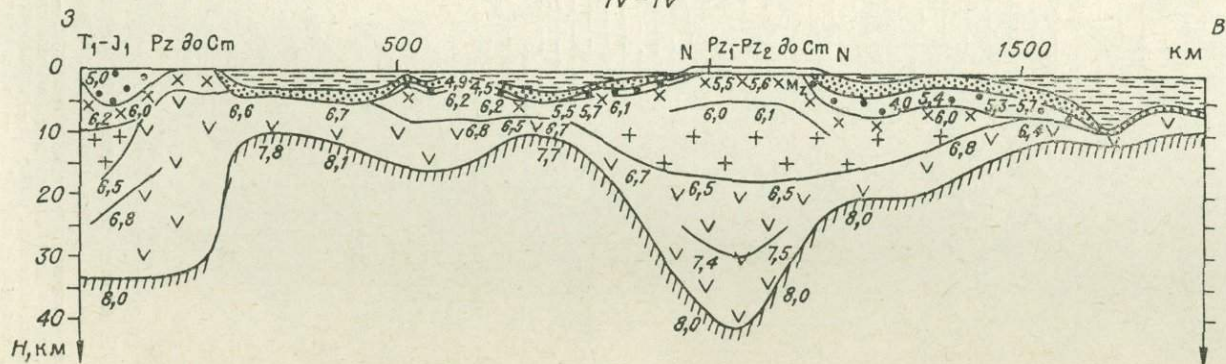
Рис. 48. Разрезы земной коры.

1 — водный слой; 2—6 — слои земной коры: 2, 3 — осадочный, предположительно сложенный кайнозойскими (2) и мезозойскими (3) отложениями, 4, 5 — гранитный слой, сложенный предположительно палеозойскими и докембрийскими породами (4) и породами неуставленного возраста (5); 6 — базальтовый слой; 7 — поверхность Мохоровичича; 8 — значения граничных и средних (для кайнозойских отложений) скоростей, км/с; 9 — глубинные разломы, преимущественно по магнитным данным. Индексами на разрезах показан возраст пород, определенный по геологическим данным.

САХАЛИН - ЮЖНЫЕ КУРИЛЫ



ПРИМОРЬЕ - О. ХОНСЮ  
IV-IV



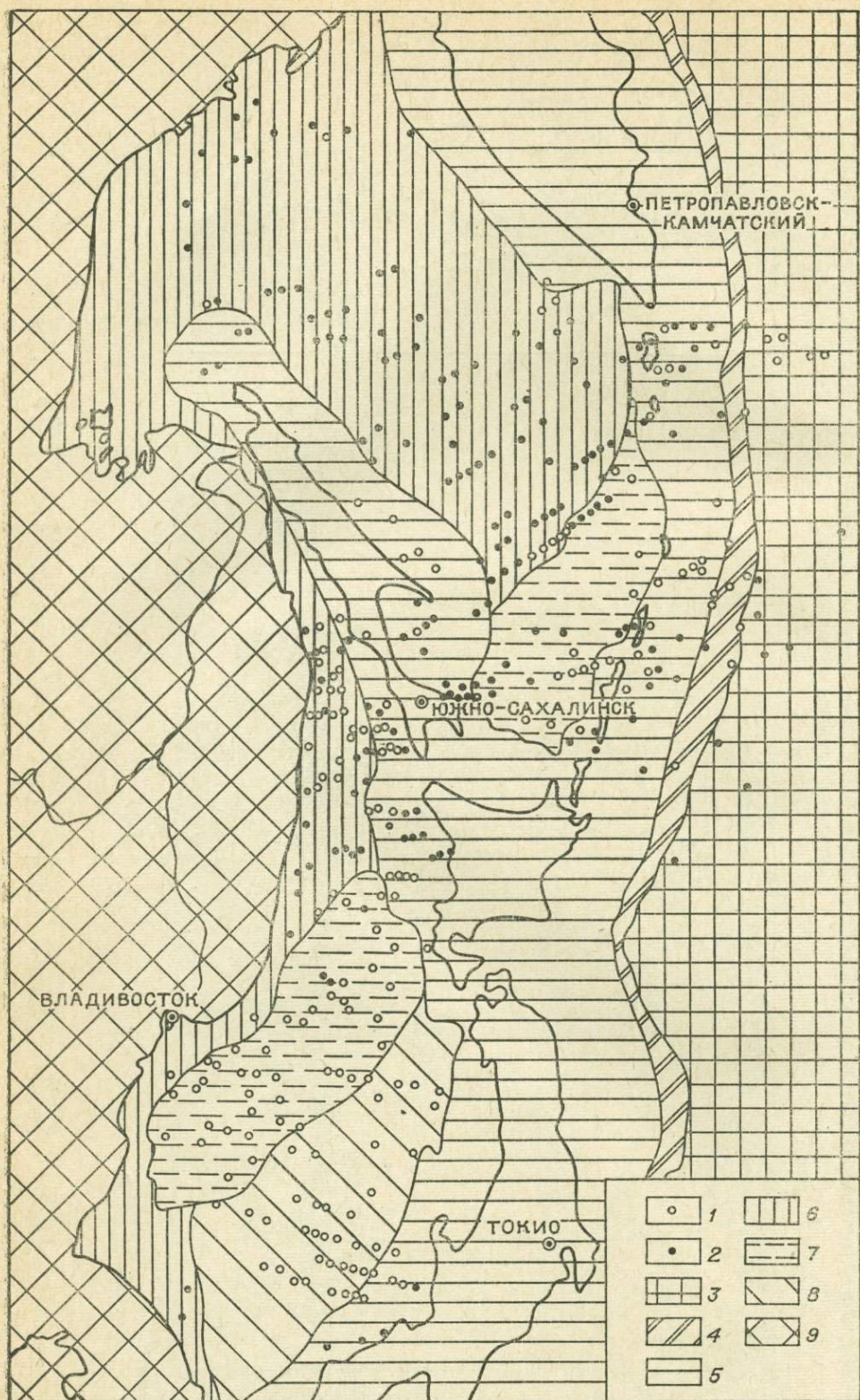


Рис. 49. Схема распределения магнитоактивных тел, приуроченных к осадочному слою. Составили И. К. Тузов, Е. В. Кочергин, М. Л. Красный.

Магнитоактивные тела, приуроченные: 1 — к верхней толще осадочного слоя [ $V=1,6-4,5$  км/с,  $Kz(?)$ ], 2 — к нижней толще осадочного слоя [ $V=4,5-5,5$  км/с,  $Mz(?)$ ]; тектонические элементы (Тектоника Евразии, 1966): 3 — талассократон Тихого океана, 4 — океанические глубоководные геосинклинальные желоба, 5 — кайнозойские складчатые и геосинклинальные системы, 6 — Охотоморская плита, 7 — глубоководные впадины (котловины), лишенные гранитного слоя, 8 — участки донегеновой складчатости, 9 — докайнозойские складчатые области.

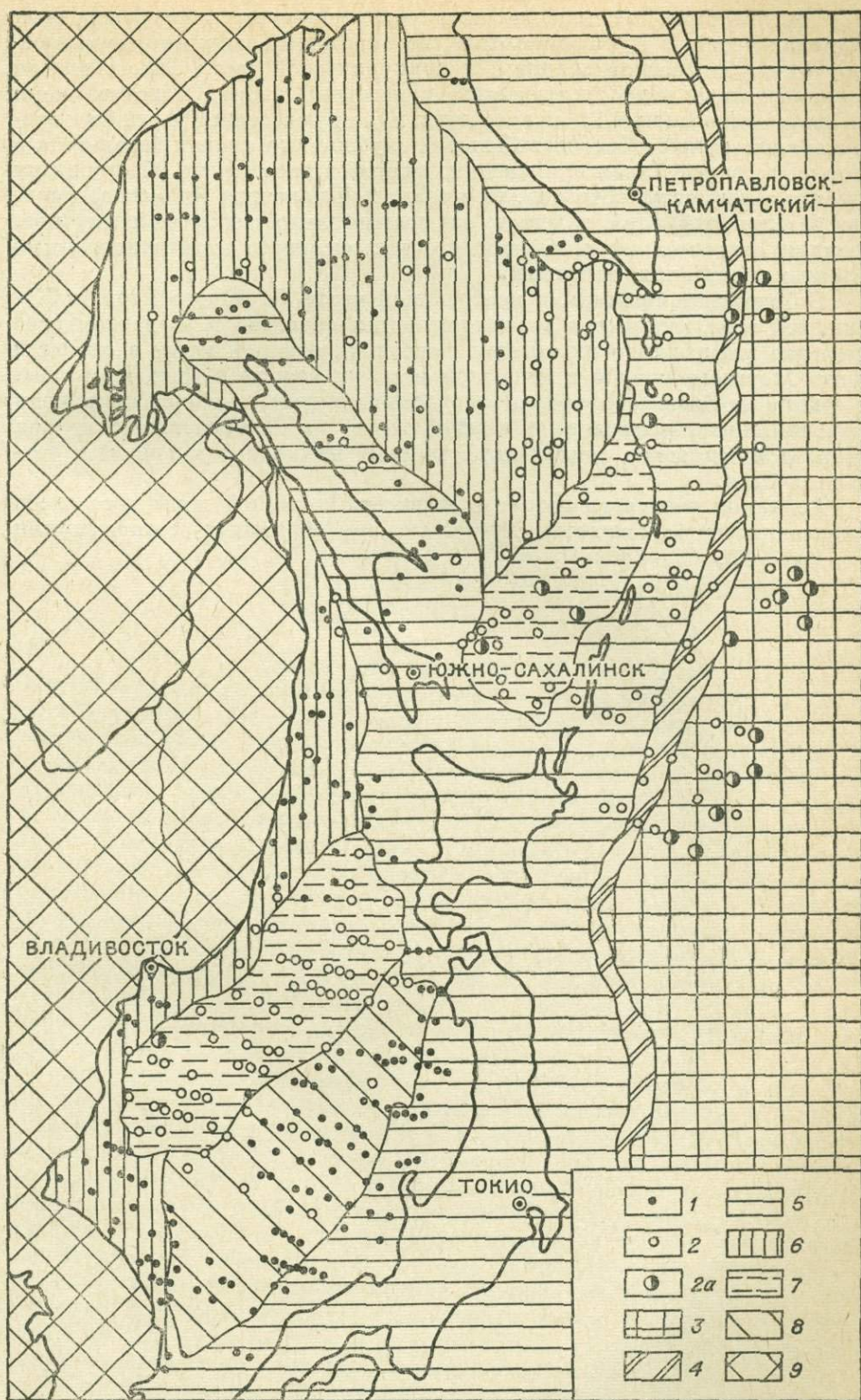
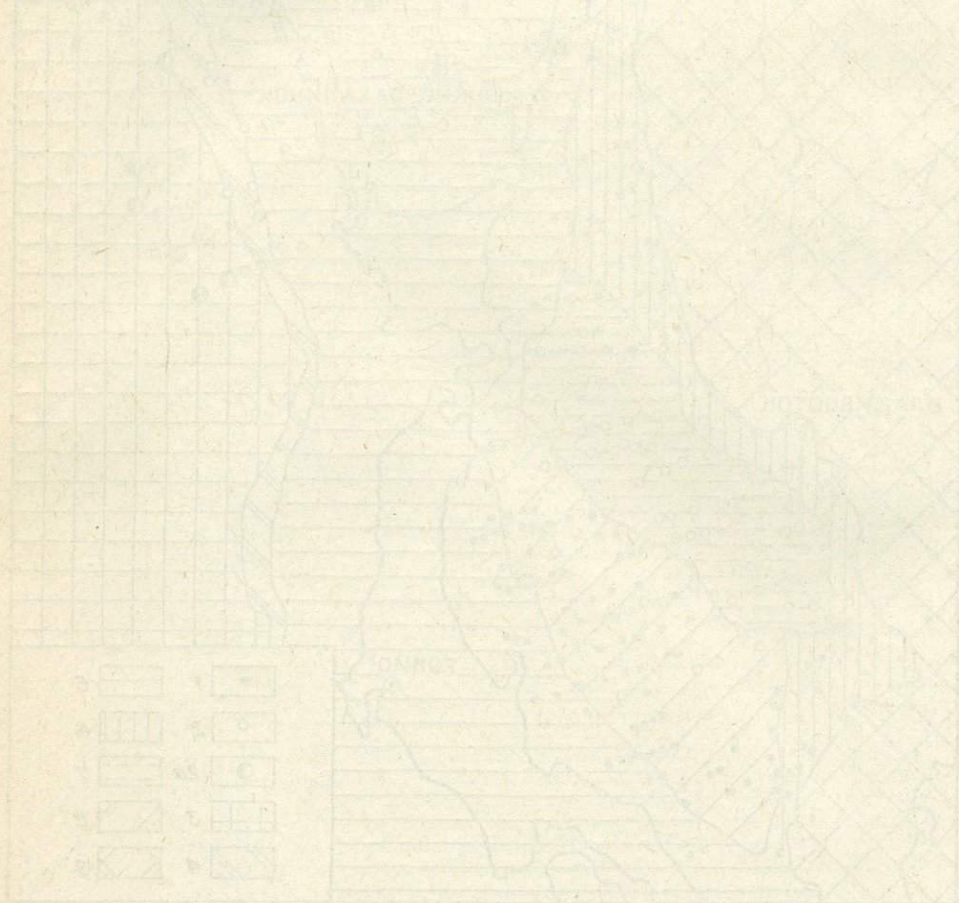


Рис. 50. Схема распределения магнитоактивных тел, приуроченных к консолидированной коре и верхней мантии. Составили И. К. Туезов, Е. В. Кочергин, М. Л. Красный. Магнитоактивные тела, приуроченные: 1 — к гранитному слою, 2 — к базальтовому слою, 2a — к верхней мантии. 3—9 — см. на рис. 49.

слое магнитоактивные тела широко распространены в глубоководных впадинах морей, в Курильской зоне, на акватории Охотского моря к северу от глубоководной впадины, в прикурильской части Тихого океана и сравнительно редко встречаются в северной части Охотского моря и в восточной половине Японского моря. Если для северной части Охотского моря это можно объяснить большой глубиной до кровли базальтового слоя и несовершенством примененных способов расчета для обнаружения глубоко залегающих объектов, то в восточной половине Японского моря, где базальтовый слой залегает на сравнительно небольшой глубине, причины относительно небольшой его насыщенности магнитоактивными объектами остаются неясными.

В Татарском проливе, в центральной части Охотского моря, в Курильской зоне количество магнитоактивных объектов в осадочном слое примерно равно велико их числу в консолидированной коре; в северной части Охотского моря и в Японском море их меньше в осадочном слое. В Охотском море это объясняется, по-видимому, уменьшением роли магматических образований в нижней толще по направлению с юга на север, а в Японском море — относительно небольшой мощностью осадочного слоя.

Аномалии теплового потока с мощностями земной коры и ее слоев в подавляющем большинстве случаев связаны обратными соотношениями (см. рис. 23, 45—47).



## СТРОЕНИЕ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

В настоящей главе рассматриваются неоднородности строения верхней мантии зоны перехода по скоростям распространения упругих волн, плотностным, магнитным и электрическим свойствам.

### НЕОДНОРОДНОСТИ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ПО СКОРОСТЯМ РАСПРОСТРАНЕНИЯ УПРУГИХ ВОЛН

Наиболее значительной неоднородностью верхней мантии северо-западного сектора зоны перехода по упругим свойствам и, в том числе, по скоростям распространения упругих волн является сейсмофокальная зона, к которой приурочены, как указывалось, очаги всех глубокофокусных и значительной части мелкофокусных землетрясений. Сейсмофокальная зона представляет собой, как известно, наклонный слой, погружающийся от Тихого океана в сторону Азиатского континента (Токарев, 1970). Ее конфигурация в поперечном разрезе значительно меняется по простиранию, но на большей своей части она напоминает клин, ориентированный острием вниз. Верхняя кромка сейсмофокальной зоны выходит на дно океана вдоль континентальных склонов Японского и Курило-Камчатского глубоководных желобов, а глубина проникновения в мантию ее нижней кромки составляет 600—700 км. Для сравнения следует указать, что в соседних Алеутской и Кюсю-Тайваньской островных дугах ее подошва залегает на значительно меньшей глубине, не превышающей 250—300 км.

Анализируя распределение эпицентров землетрясений (см. рис. 20—22), нетрудно убедиться, что сейсмофокальная зона в пределах рассматриваемой территории разделяется на три звена: Идзу-Бонино-Приморское, Приморско-Курило-Камчатское и Японское (рис. 51). Обособление первых двух из них отчетливо подчеркивается особенностями распределения эпицентров глубокофокусных землетрясений, которые, как указывалось, образуют две полосы, пересекающиеся в Приморье. Выделение Японского звена следует из карт эпицентров мелкофокусных и промежуточных землетрясений, при анализе которых создается впечатление, что в районе Северо-Восточного Хонсю их очаги не принадлежат ни одному из первых двух звеньев. Они как бы образуют самостоятельное микрозвено, зажатое двумя предыдущими.

Идзу-Бонино-Приморское и Приморско-Курило-Камчатское звенья сейсмофокальной зоны в районе соответственно Идзу-Бонинской и Курило-Камчатской островных дуг начинаются от дна моря. На широте Японской дуги, в связи с выпадением из их состава вначале очагов мелкофокусных, затем промежуточных землетрясений, глубина залегает

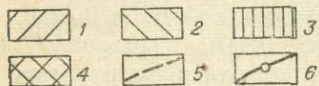
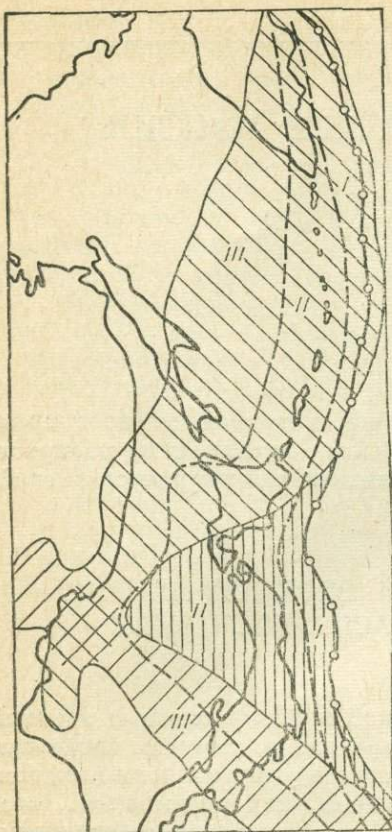


Рис. 51. Проекция фокальной зоны землетрясений на дно моря. Составил И. К. Туезов.

Звенья фокальной зоны землетрясений: 1 — Идзу-Бонино-Приморское, 2 — Приморско-Курило-Камчатское, 3 — Японское; 4 — участок пересечения Идзу-Бонино-Приморского и Приморско-Курило-Камчатского звеньев; 5 — примерные границы зон распространения эпицентров мелкофокусных (I), промежуточных (II) и глубоководных (III) землетрясений; 6 — ось глубоководных желобов.

шению к основным морфоструктурам района (островная дуга, глубоководный желоб) ориентированы согласно.

Наибольший угол наклона (около  $60^\circ$ ) в сторону континента имеет Идзу-Бонино-Приморское звено, несколько меньший ( $45-50^\circ$ ) — Приморско-Курило-Камчатское и самый меньший ( $30-35^\circ$ ) — Японское.

Морфология и некоторые особенности строения Приморско-Курило-Камчатского звена фокальной зоны иллюстрируются рис. 52, 53, первый из которых представляет собой схему изоглубин его верхней кромки, второй — схему мощности, замеренную по нормали к его оси. При знакомстве со схемами следует иметь в виду, что морфология верхней кромки сейсмофокальной зоны, по-видимому, в значительной степени осреднена, а ее мощность преувеличена, так как для построения той и другой схем использовались разрезы, на которые гипоцентры землетрясений были снесены с полосы шириной около 400 км. Однако,

ния их верхних кромок увеличивает до 350—400 км. Одновременно с этим уменьшается их ширина, замеренная по падению сейсмофокальной зоны и соответственно ширина их проекций на уровень моря. Глубина нижней кромки обоих звеньев сейсмофокальной зоны на всем их протяжении остается примерно одинаковой и равной в среднем 600 км.

На широте Идзу-Бонинской и Курило-Камчатской островных дуг оба звена фокальной зоны простираются согласно направлению этих островных дуг. К западу от последних они, как и полосы эпицентров промежуточных и глубоководных землетрясений, ориентированы относительно главнейших морфоструктур района (о. Сахалин, Татарский пролив, Японское море, о. Хонсю) почти под прямым углом. По отношению к Японо-Сахалинской островной дуге рассматриваемые звенья сейсмофокальной зоны, очевидно, являются наложенными образованиями. Явление наложения особенно отчетливо проявляется для Идзу-Бонино-Приморского звена, в районе пересечения которым о. Хонсю сформировался грабен Фосса-Магна, поперечный по отношению к основным структурам этого острова.

Японское звено сейсмофокальной зоны на всем своем протяжении начинается от западного борта Японского глубоководного желоба. Но глубина проникновения его в верхнюю мантию, в отличие от двух предыдущих частей зоны, не превышает в среднем 350 км. В плане Японское звено имеет треугольную форму. Однако, судя по простирацию полосы мелкофокусных землетрясений, можно считать, что его элементы по отно-

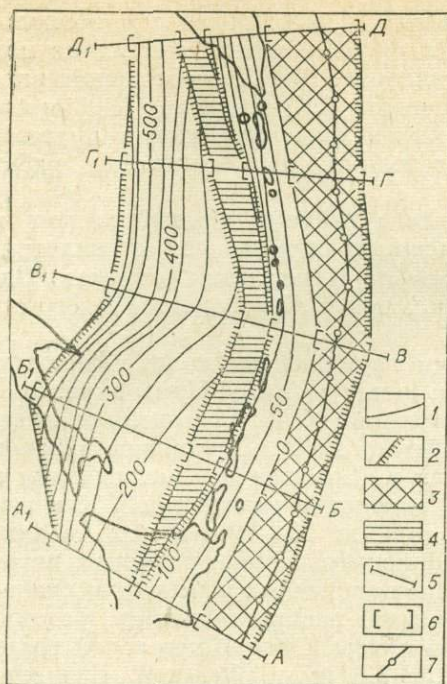


Рис. 52. Схема изолиний верхней кромки фокальной зоны землетрясений. Составил И. К. Туезов по материалам Р. З. Тараканова (1971).

1 — изолинии глубин верхней кромки фокальной зоны; 2 — линии, ограничивающие область развития гипоцентров землетрясений; 3 — выход фокальной зоны на дно моря; 4 — область отсутствия гипоцентров землетрясений в средней части фокальной зоны; 5 — линии сводных разрезов; 6 — выклинивание фокальной зоны; 7 — ось глубоководного желоба.

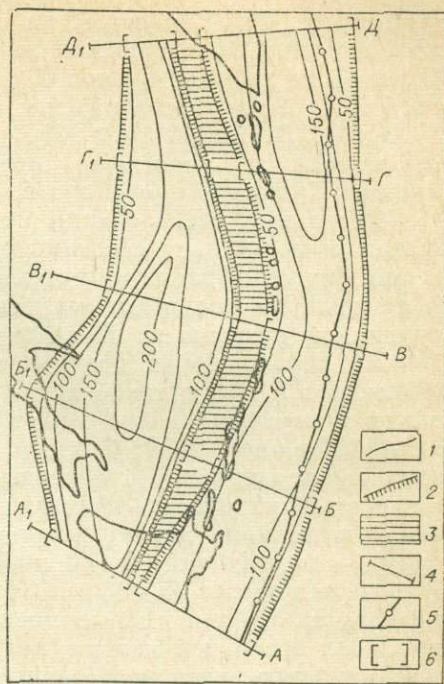


Рис. 53. Схема мощности фокальной зоны землетрясений. Составил И. К. Туезов по материалам Р. З. Тараканова (1971).

1 — изолинии мощности фокальной зоны, км; 2 — «нулевые» изолинии; 3 — область отсутствия гипоцентров землетрясений в средней части фокальной зоны; 4 — линии сводных разрезов; 5 — ось глубоководного желоба; 6 — выклинивание фокальной зоны.

несмотря на это, анализ их в определенной степени полезен, так как позволяет получить общие представления о строении этой части сейсмофокальной зоны.

Ширина верхней кромки Приморско-Курило-Камчатского звена фокальной зоны, измеренная по горизонтали, составляет 150—200 км (см. рис. 52). Наиболее узкая ее часть приурочена к Средним Курильским островам, наиболее широкая — к Южной Камчатке. Под Курильскими островами глубина до верхней кромки фокальной зоны составляет 100—150 км. Наиболее круто верхняя кромка зоны погружается на широте Южной Камчатки, а также в интервале глубин 300—600 км в Охотском море. Максимальную мощность (200 км) рассматриваемая часть фокальной зоны землетрясений имеет к северу от Южно-Охотской глубоководной впадины (см. рис. 53). Второй максимум ее мощности (150 км) расположен к востоку от Южной Камчатки. Под Курильскими островами мощность зоны варьирует от 50 до 100 км. На обеих схемах к западу от Курильской дуги (в значительной мере под Южно-Охотской глубоководной впадиной) прослеживается асейсмичное пространство, землетрясения в пределах которого отсутствуют. Ширина его проекции на уровень моря варьирует от 50 до 120 км.

Большой интерес при изучении строения верхней мантии представляют данные о ее скоростном разрезе и об особенностях распространения в ней волн от землетрясений. Первые высказывания об этом применительно к нашему району содержатся у В. Гутенберга

(Gutenberg, 1953), который на основании данных обработки нескольких десятков землетрясений высказал предположение о наличии под Японией на глубине около 100 км волновода. Его предположения впоследствии были подтверждены и уточнены И. Кишимото (Kishimoto, 1958), Н. В. Шебалиным (1961), а также многочисленными другими советскими и японскими исследователями, о результатах работ которых будет идти речь ниже.

Детальные исследования скоростного разреза верхней мантии в основном по анализу особенностей распространения волн от землетрясений, кроме Японии, проведены также на Курильских островах. Однако наиболее полно эти вопросы усилиями С. А. Федотова и его сотрудников изучены на Камчатке.

На первых порах под некоторыми группами вулканов Камчатки (Ключевской, Авачинской и др.) были обнаружены эффекты экранирования поперечных волн, свидетельствующие об их повышенном затухании (Горшков, 1956; Федотов, Фарберов, 1966). По мнению авторов этих работ, затухание поперечных волн вызывается их поглощением в магматических очагах, максимальное скопление которых под Ключевскими вулканами предполагается на глубине 50—70 км, под Авачинскими — на глубине 20—80 км при ориентировочных размерах периферических очагов 25—35 км. Затухание поперечных волн под вулканами сопровождается уменьшением скоростей распространения продольных волн в верхней мантии, величины которых под Ключевской группой вулканов оказались равными 7,3—7,4 км/с (Федотов, Славина, 1968). При обобщении этих материалов, а также в результате последующих исследований волн от северо-курильских, южно-камчатских и западно-алеутских землетрясений, зарегистрированных южно-камчатскими станциями, оказалось, что эффекты уменьшения скоростей и затухания волн, распространяющихся на глубинах от 30—40 до 80 км, характерны не только для отдельных вулканов или групп вулканов, но также для всего вулканического пояса Восточной Камчатки (Федотов, Славина, 1968; см. также их доклад совместно с Л. С. Шумилиной на Сахалинской сессии Сейсмической комиссии по Сибири и Дальнему Востоку в г. Южно-Сахалинске в октябре 1972 г.). Установлено также, что по направлению на запад и на восток в распределении величин скоростей отмечается определенная зональность, имеющая тесную связь с геологическим строением Камчатки. В пределах вулканического пояса величины скоростей составляют 7,2—7,5 км/с. К западу от нее следует полоса со скоростями 7,6 км/с, соответствующая южной части Центральной Камчатской впадины, и еще далее на запад — зона с нормальными значениями скоростей, равных 8,0 км/с, приуроченная к относительно стабилизированной в тектоническом отношении территории Западной Камчатки. К востоку от вулканического пояса, в пределах антиклинория Восточных полуостровов, располагается зона со скоростями 7,6—7,7 км/с. Далее к востоку, в районе «выхода» на дно моря сейсмофокальной зоны, ее сменяет полоса со скоростями 7,9—8,0 км/с. И, наконец, в северо-западной части Тихого океана, на участке между Алеутским и Курило-Камчатским глубоководными желобами, скорость в верхней мантии увеличивается до 8,1—8,2 км/с.

Под отмеченными выше зонами затухания поперечных волн обнаружены, как отмечалось, асейсмичные области, глубина которых под Ключевской группой вулканов составляет 120—230 км, под Авачинско-Корякской — 100—160 км, под вулканами Узон, Кихпыныч, Большой Семячек — 70—130 км (Горельчик, Фарберов, 1971). Объяснения асейсмичности этих областей они видят в «наличии под вулканами участков с пониженной вязкостью вещества верхней мантии, внутри которых не возникает значительных напряжений, разрешающихся посредством землетрясений» (с. 112). С. А. Федотов и А. И. Фарберов (1966)

эти асейсмичные области связывают с зоной генерации магмы, основа- ние которой под Авачинскими вулканами, по их мнению, располагается на глубинах 220—250 км, а наиболее интенсивное плавление магмы происходит на глубинах 110—150 км.

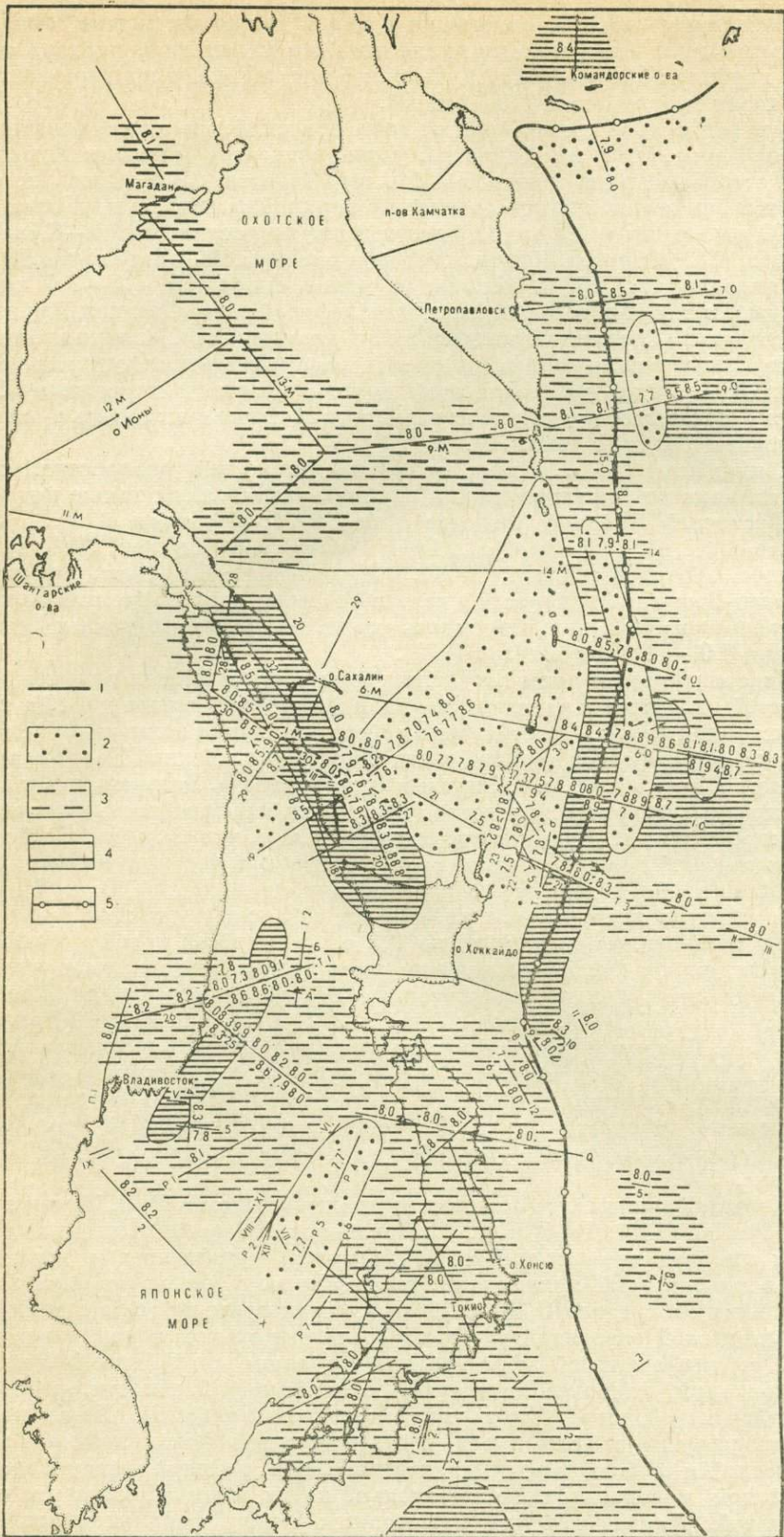
Затухание поперечных волн от землетрясений, имеющее, очевидно, те же причины, что и на Камчатке, установлено под Южными Куриль- скими островами на глубинах 60—110 км (Федотов, 1963). Здесь же от- мечаются аномально низкие скорости в верхней мантии на глубинах до 80—100 км, равные 7,7 км/с, после чего они возрастают до 8,0—8,1 км/с (Федотов, 1963; Федотов, Кузин, 1963; Федотов и др., 1969; Тараканов, 1965; Аверьянова и др., 1966). Низкие значения скоростей (7,5—7,6 км/с) обнаружены также в верхней мантии шельфовой зоны Средних Куриль- ских островов (Тараканов, кандидатская диссертация). Только что опи- санные данные о заниженных скоростях распространения упругих волн в верхней мантии Курильской зоны подтверждаются материалами ГСЗ, согласно которым скорости на поверхности Мохоровичича здесь в основ- ном меньше 8,0 км/с (рис. 54).

Пониженные до 7,7 км/с величины скоростей распространения упругих волн от землетрясений и взрывов установлены также под Се- веро-Восточной Японией (Федотов и др., 1964; Matuzawa et al., 1959; Mikumo et al., 1961; Hotta et al., 1964; Hisamoto, 1965; Utsu, 1966, 1971; Kanamori, Abe, 1968; Yoshii, 1971). В Юго-Западной Японии, в отличие от Северо-Восточной, скорости в верхней мантии, судя по данным взрыв- ной сейсмологии, о чем говорилось ранее, являются «нормальными» и равными 8,0—8,2 км/с (Асао, 1972).

Описанные выше зоны затухания волн и пониженных значений их скоростей относятся к участкам верхней мантии островных дуг над сей- смофокальной зоной. Относительно сейсмофокальной зоны указывалось лишь, что скорости в ее верхней части к востоку от Южной Камчатки со- ставляют 7,9—8,0 км/с, т. е. близки к «нормальным». Возвращаясь к это- му вопросу, следует прежде всего отметить противоречивость имеющих- ся по нему данных. Одни исследователи считают, что скорости в сейсмо- фокальной зоне, по сравнению с прилегающими частями мантии, по- вышены или, как в только что приведенном примере для Южной Кам- чатки, «нормальные»; другие указывают, что они занижены.

На повышенные в среднем на 0,5 км/с скорости в сейсмофокаль- ной зоне, являющейся, по мнению ряда ученых, погружающимся под континент литосферным океаническим блоком, указывают для Японии Т. Утсу (Utsu, 1971), Т. Иосии (Yoshii, 1972) и др., для Южной Камчат- ки — С. А. Болдырев (доклад на Сахалинской сессии Сейсмической ко- миссии АН СССР в октябре 1972 г.). Данные С. А. Болдырева, правда, относятся в основном к верхней части сейсмофокальной зоны. На завышенные скорости в этой части сейсмофокальной зоны на юге Курило-Камчатского желоба указывают также данные ГСЗ (см. рис. 54).

Противоположной точки зрения придерживаются Р. З. Тараканов, Ким Чун Ун (1969, 1970) и Н. Б. Пивоварова. Первые из них на осно- вании анализа времен пробега камчатских, курильских и хоккайд- ских землетрясений показывают, что эффекты уменьшения скоростей на величину в среднем 0,20—0,26 км/с характерны не только для бло- ка Курильской островной дуги над сейсмофокальной зоной, но и для самой сейсмофокальной зоны начиная примерно с глубины 100 км и, что, пожалуй, наиболее интересно, ее асейсмичной области, распола- гающейся под Южно-Охотской глубоководной впадиной. Из-за пони- женных упругих свойств пород, соответствующих фокальной зоне зем- летрясений и области верхней мантии над ней, граница между фокаль- ной зоной и континентальным блоком, по их мнению, является рас- плывчатой. Другая картина наблюдается между фокальной зоной и



океаническим блоком. Р. З. Тараканов и Ким Чун Ун (1974) на основании анализа данных С. Хисамото (Hisamoto, 1965) приходят к выводу, что к фокальной зоне с океанической стороны примыкает слой с повышенными скоростями, вследствие чего контакт между ними достаточно четкий и определенный. Скорость в океаническом блоке вблизи контакта быстро возрастает до 8,2 км/с, а четкость последнего сохраняется до глубин 250—300 км (Капаногі, Abe, 1968).

Этим противоречиям могут быть даны два объяснения. В качестве первого выдвигается предположение о том, что части сейсмофокальной зоны, прилегающей к континентальному блоку, свойственна пониженная скорость, а ее части, прилегающей к океаническому блоку (или части последнего, соседней с фокальной зоной) — повышенная. Возможность такого объяснения содержится в приведенных выше материалах о том, что к фокальной зоне со стороны океана прилегает слой с повышенными скоростями. Об этом же в принципе говорит рис. 55, на котором изображены результаты исследований скоростного разреза Курило-Камчатской зоны Н. Б. Пивоваровой, доложенные ею на упоминавшейся выше Сахалинской сессии Сейсмической комиссии, и на использование которых она дала автору любезное согласие. Расчеты скоростей она проводила на ЭВМ по специально для этой цели разработанной методике. Из рисунка отчетливо видно, что для части сейсмофокальной зоны, прилегающей к континентальному блоку, характерен минимум скоростей, а для приокеанического — максимум. Минимум захватывает часть континентального блока, а максимум — часть океанического. Аналогичная картина для верхней части южно-курильского отрезка фокальной зоны получена по данным ГСЗ (см. рис. 54).

Р. З. Тараканов и Ким Чун Ун (1974) выдвигают также предположение о том, что слой с повышенной скоростью приурочен не к сейсмофокальной зоне, а к прилегающей к ней части океанического блока. Они указывают, что скорость в нем составляет 8,3 км/с, а мощность равна 50—60 км.

Другим объяснением, тесно связанным с предыдущими, является предположение о том, что упругие свойства мантии в сейсмофокальной зоне изменяются не только вкрест простирания, но вдоль него и с глубиной. О вариациях скоростей по простиранию сейсмофокальной зоны свидетельствуют данные ГСЗ (см. рис. 54). Об изменении скоростного разреза с глубиной, вернее об инверсии скоростей с глубиной, можно предполагать, сопоставляя данные А. С. Федотова, Л. Б. Славиной, С. А. Болдырева и Н. Б. Пивоваровой, с одной стороны, и Р. З. Тараканова и Ким Чун Уна — с другой.

Материалы первых о повышенных скоростях в фокальной зоне относятся преимущественно к ее верхней части, а данные вторых, исследовавших кроме близких землетрясений также времена пробега волн на большой базе (Хоккайдо—Камчатка), характеризуют более глубокие горизонты мантии (как указывалось, от 100 км и глубже). На инверсию скоростей с глубиной в сейсмофокальной зоне Южной Камчатки указывает И. П. Кузин (1973).

Кроме неоднородностей описанного выше типа выявляется слоистое строение верхней мантии островных дуг или, вернее, сейсмофокальной зоны и, возможно, прилегающих к ней участков материкового и океанического блоков. Это обстоятельство наиболее полно исследовали Р. З. Та-

---

Рис. 54. Схема распределения значений граничных скоростей на поверхности Мохоровичича. Составил И. К. Тузов по материалам ИФЗ, ИО, СахКНИИ, японских исследователей.

1 — сейсмические профили со значениями скоростей, км/с; 2—4 — зоны со значениями скоростей км/с: 2 — менее 8,0, 3—8,0—8,2, 4 — более 8,2; 5 — оси глубоководных желобов.

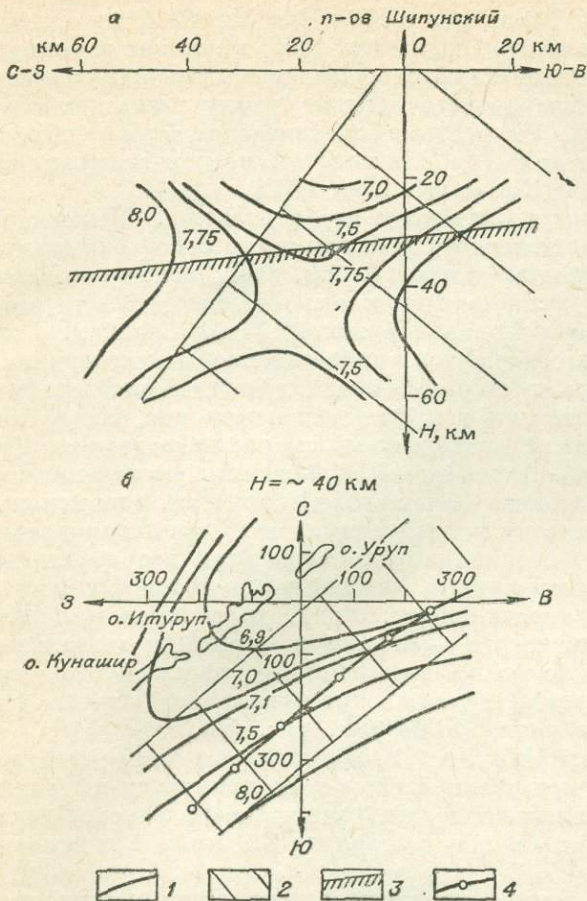


Рис. 55. Скорости в верхней мантии (по Н. Б. Пивоваровой, доклад на Сахалинской сессии Сейсмической комиссии АН СССР, 1972 г.).

а — Восточная Камчатка, б — Южные Курильские острова. 1 — изолинии скоростей (км/с); 2 — сейсмофокальная зона; 3 — кровля мантии; 4 — ось глубоководного желоба.

редуются со слоями, обладающими противоположными свойствами и несколько большей мощностью. Отношение скоростей продольных волн к поперечным в них 1,7 (Тараканов, 1971). В местах пересечения фокальной зоны астеносферами образуется наибольший дефицит скоростей. Эти узловые участки фокальной зоны, в которых происходит разрядка термоупругих напряжений, могут являться, по мнению Р. З. Тараканова, областями магнообразования. Вероятная приуроченность очагов магнообразования к сейсмофокальной зоне по петрохимическим данным аргументируется Е. К. Мархининым и Д. С. Стратулой (1971).

Слоистое строение верхней мантии Курило-Японской дуги подтверждается материалами других исследователей. Так, С. Л. Соловьев и др. (1970) установили наличие в пределах этого региона экранирующих слоев на глубинах 30—50, 80—120 и 140—190 км. Вероятно, неоднородностями того же типа являются зоны затухания энергии поперечных волн, выявленные К. Вадати и Т. Хироно (Wadati, Hirano, 1956) под Японией на глубинах 70, 110, 160 и 400 км. Минимумы в интервалах 220—280 и 400—500 км и максимумы на глубинах 50—350 км на кривых распределения числа землетрясений и суммы корней квадратных из энергии выделяет В. Н. Аверьянова (Марков и др., 1967). Примерно на тех же глубинах проявляются минимумы и максимумы

раканов и Н. В. Левый (1967, 1969) при анализе поля скоростей объемных волн от землетрясений Курило-Японского региона. Они рассмотрели изменение с глубиной или расстоянием производных эмпирических годографов, максимальных магнитуд землетрясений, скоростей продольных волн, амплитуд объемных волн, отношение скоростей поперечных и продольных и максимальных амплитуд к амплитудам продольных волн. На основании этих данных в верхней мантии ими выделено четыре астеносферных слоя на глубинах: 60—90, 120—160, 220—300 и 370—430 км. Эти слои характеризуются пониженной сейсмической активностью, повышенной пластичностью вещества, пониженными скоростями распространения сейсмических волн и повышенным (до 1,85—1,90) отношением скоростей поперечных волн к скоростям продольных. Инверсия скоростей в волноводах составляет 0,2—0,3 км/с. Они че-

на графике распределения частоты землетрясений, приводимом С. Миямура (1969) для Японии и прилегающих областей. Пик сейсмической активности на глубинах 350—400 км, отмечает С. Миямура, заманчиво сопоставить с планетарным слоем пониженных скоростей Б. Гутенберга и С. Ф. Рихтера (Gutenberg, Richter, 1954).

Приведенные выше данные об упругих свойствах верхней мантии относятся в основном к островным дугам, глубоководным желобам и к сейсмофокальной зоне. За их пределами сведения об упругих свойствах верхней мантии базируются преимущественно на материалах ГСЗ, относящихся, как известно, только к ее кровле (поверхности М). С этой точки зрения прежде всего следует отметить, что поверхность М северо-западного сектора зоны перехода характеризуется сложным, мозаичным распределением скоростей сейсмических волн на ней (см. рис. 54). В его пределах выделяются зоны пониженных, «нормальных» и повышенных скоростей при явном преобладании зон с «нормальными» скоростями. Области пониженных скоростей, кроме южной части Курильской дуги, выделяются в Южно-Охотской и Хонсю глубоководных впадинах, а повышенных, кроме южной части Курильского желоба, на Сахалине и некоторых других участках. Зона пониженных скоростей, согласно последним, к сожалению, не учтенным на рис. 54 данным взрывной сейсмологии, прослеживается, как говорилось выше, также в Северо-Восточной Японии. Интересно отметить, что верхняя часть мантии Японского моря по данным ГСЗ характеризуется преимущественно «нормальными» значениями скоростей, а более глубокие ее горизонты по материалам поверхностных волн от землетрясений (Иосии, 1972) выглядят как «мягкие».

По данным ГСЗ можно предполагать также наличие в верхней мантии субгоризонтальных границ раздела. К ним относятся данные о горизонте со скоростью 8,5 км/с в Японии (Туезов, Жильцов, 1972), об отражающих границах на Сахалине (Трескова и др., 1969) и т. д.

## НЕОДНОРОДНОСТИ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ПО ПЛОТНОСТЯМ

### СОВМЕСТНАЯ ОБРАБОТКА ДАННЫХ ГРАВИМЕТРИЧЕСКИХ И СЕЙСМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ НА УРОВНЕ МОРЯ

Наиболее подробно плотностные неоднородности верхней мантии путем совместной обработки материалов гравиметрических и сейсмических исследований на уровне моря изучались для Курильской зоны (Гайнанов, 1964а; Лившиц, 1965; Туезов и др., 1967б).

Под Курильской дугой этими работами выявлена зона разуплотнения в верхней мантии со средним дефицитом плотности  $0,1 \text{ г/см}^3$  и глубиной ее подошвы около 50—60 км. При этом установлено, что наибольшие остаточные аномалии тяготеют к южному флангу Курильской дуги. К ее северной части они заметно уменьшаются.

Остаточные аномалии, превышающие возможные ошибки расчета, наблюдаются также вдоль западного склона Курило-Камчатского глубоководного желоба (рис. 56). Все они имеют положительный знак, что свидетельствует о наличии в подкоровом слое зоны уплотнения.

Для максимально возможной глубины залегания нижней кромки возмущающего тела, ашроксимированного прямоугольным блоком, определена величина уплотнения. Верхняя граница уплотненного блока принята совпадающей с подошвой земной коры. Расположение нижней границы блока на максимально допустимой глубине влечет за со-

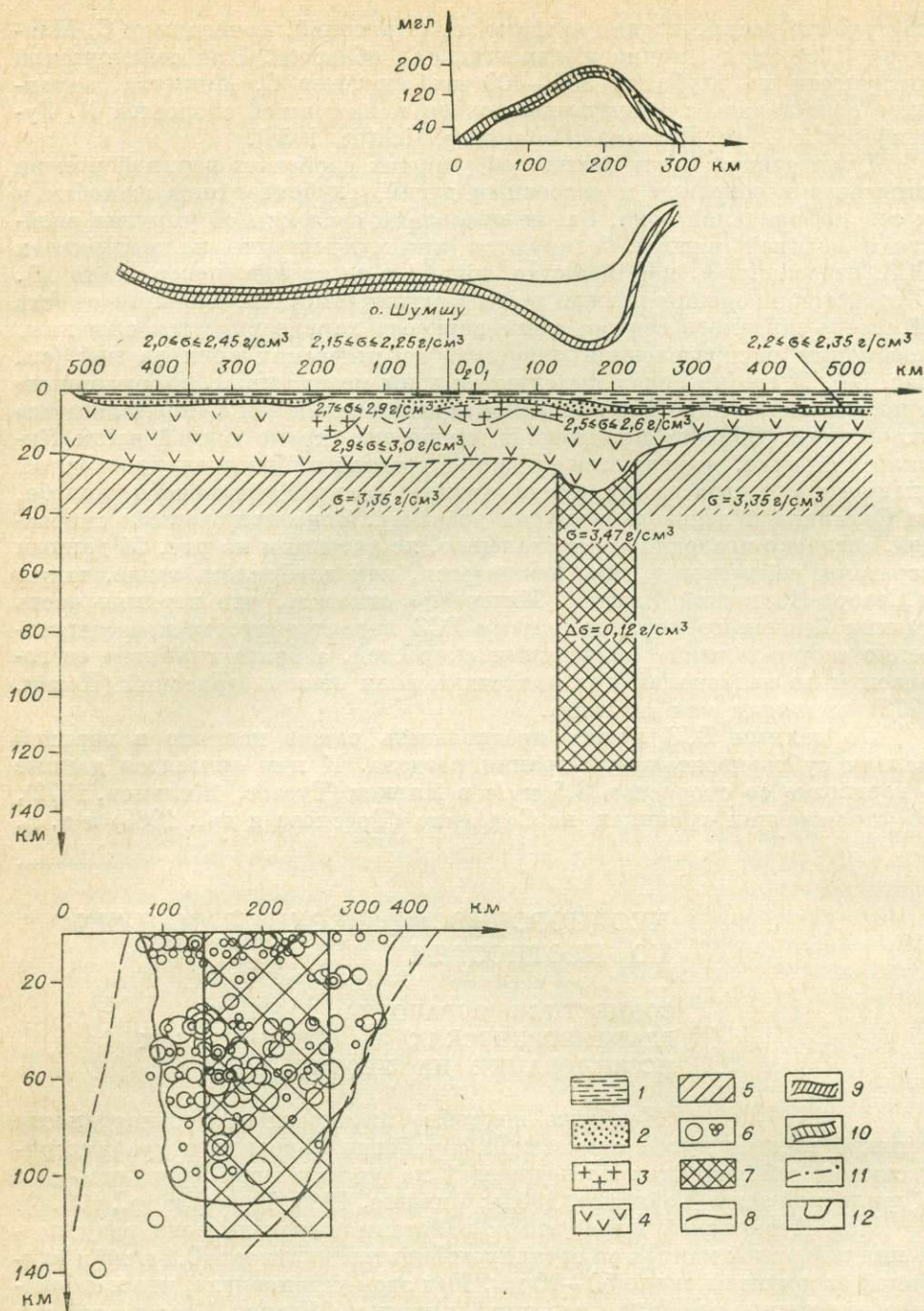


Рис. 56. Плотностные разрезы (пр. 9). Составили Ю. А. Павлов, И. К. Туезов, Н. М. Сычев, М. С. Гимпельсов.

Слои: 1 — водный, 2 — осадочный, 3 — гранитный, 4 — базальтовый, 5 — подкорковый; 6 — гипоцентры землетрясений (по Р. З. Тараганову); 7 — зоны уплотнения верхней мантии; 8 — наблюдаемая кривая  $\Delta g$ ; 9 — область значений расчетных кривых гравитационного влияния земной коры при различных плотностях ее слоев (прямая задача); 10 — область значений остаточной аномалии при различных плотностях слоев земной коры; 11 — расчетная кривая влияния плотностных неоднородностей верхней мантии (обратная задача); 12 — контуры зоны максимального скопления очагов землетрясений.

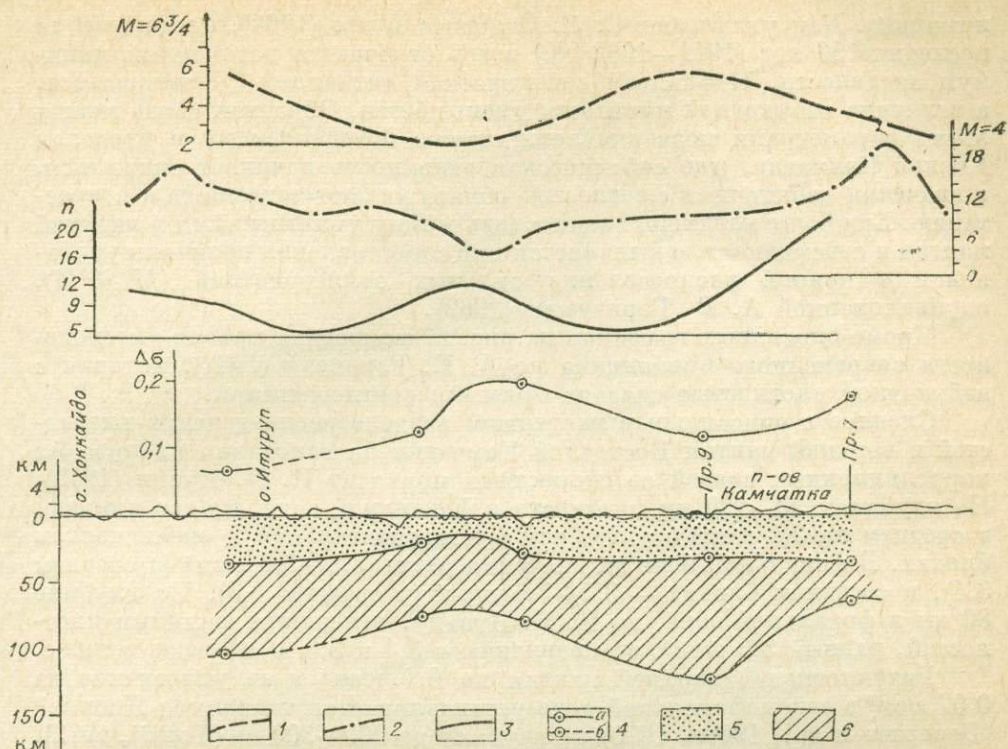


Рис. 57. Связь особенностей зоны уплотнения с сейсмичностью и вулканизмом. Составили Ю. А. Павлов, И. К. Туезов, П. М. Сычев, М. С. Гимпельсон.

1 — сильные землетрясения с  $M=6\frac{3}{4}$  за период с 1911 по 1957 г. (по А. В. Горязеву, 1966); 2 — сейсмическая активность за период с 1911 по 1962 г. (по С. Л. Соловьеву, Р. З. Тараканову и др., 1964), кривая построена по всем землетрясениям, предварительно перечисленным в землетрясения с  $M=4$ ; 3 — количество извержений Курильской гряды за последние 200 лет (по А. В. Горязеву, 1966); 4 — избыточные плотности (в  $\text{г}/\text{см}^3$ ) зоны уплотнения верхней мантии по линии А—А': а — уверенные, б — предположительные; 5 — земная кора; 6 — зона уплотнения в верхней мантии.

бой получение минимальных значений плотности тела. Следует полагать, что нижняя граница последнего вряд ли является резкой. По-видимому, существует постепенный переход от плотного вещества к нормальному. В этом смысле нижнюю границу блока следует считать условной.

В пределах всей северо-западной части глубоководного Курило-Камчатского жолоба зона уплотнения подкорового слоя коррелируется по профилям в виде полосы шириною от 50 до 100 км. Максимально допустимые глубины ее нижней границы изменяются от 75 до 125 км. Степень уплотнения блока не остается постоянной: отмечается закономерное уменьшение избыточной плотности от центральной части впадины к ее периферии соответственно от 0,2 до 0,1  $\text{г}/\text{см}^3$ . Исключение составляет район профиля 6, где расхождения между наблюдаемой и расчетной кривыми не превосходят допустимых ошибок.

В зоне уплотнения между величиной избыточной плотности и глубинами до ее верхней и нижней границ существует обратная связь. Избыточные плотности увеличиваются, как отмечалось, к центральной части зоны и уменьшаются к ее периферии, а глубины до верхней и нижней границ уменьшаются в центре и возрастают к флангам.

Зона уплотнения совпадает в пространстве с верхней частью фокальной зоны землетрясений (см. рис. 56). Существует также определенная связь между величиной избыточной плотности и сейсмической активностью. В центральной части, где отмечаются максимальные значения избыточных плотностей (рис. 57), сейсмическая активность ми-

нимальна. Как указывают С. Л. Соловьев и др. (1964), по данным за последние 50 лет (1911—1962 гг.) здесь отмечается устойчивый минимум активности. К флангам сейсмическая активность увеличивается, а величина избыточной плотности уменьшается. Обратная связь между этими параметрами подчеркивается также поведением их в пределах Южной Камчатки, где сейсмическая активность начинает снижаться, а значения избыточных плотностей обнаруживают тенденцию к возрастанию. Еще более наглядно взаимосвязь между уплотнениями в верхней мантии и сейсмичностью выявляется при сопоставлении величины уплотнения с кривой распределения сильных землетрясений ( $M > 6^{3/4}$ ), опубликованной А. В. Горячевым (1962).

Кроме описанных графиков на рис. 57 приведена кривая интенсивности современного вулканизма по А. В. Горячеву (1962), которая с избыточной плотностью связана прямыми соотношениями.

Сходное с описанным в настоящем разделе распределение плотностей в верхней мантии Восточной Камчатки на основании анализа их корреляционных связей со скоростями приводит И. П. Кузин (1973). На глубинах 30—120 км плотности в фокальной зоне, по его мнению, в среднем на  $0,1 \text{ г/см}^3$  больше, чем в континентальном и океаническом блоках. В фокальной зоне их значения равны  $3,3\text{—}3,6 \text{ г/см}^3$  (в среднем  $3,4$ ), в соседних блоках —  $3,2\text{—}3,5 \text{ г/см}^3$  (в среднем  $3,3$ ). На глубине 80 км в фокальной зоне, по И. П. Кузину, отмечается минимум плотностей, равный  $3,3 \text{ г/см}^3$ , по сравнению с  $3,4$  и  $3,6 \text{ г/см}^3$  выше и ниже.

Разуплотнение верхней мантии на  $0,1 \text{ г/см}^3$  и ее уплотнение на  $0,07 \text{ г/см}^3$  в сейсмофокальной зоне устанавливается также под Японией (Берснев и др., 1969а, 1970) на глубину до 200—300 км (Yoshii, 1972).

В центральной части Охотского моря верхняя мантия, по мнению Н. А. Беляевского, А. А. Борисова (1964) и И. А. Соловьевой (Марков и др., 1967), может быть несколько разуплотнена, а в Южно-Охотской глубоководной впадине, по Г. З. Гурарий и И. А. Соловьевой (1964), — уплотнена.

#### РЕЗУЛЬТАТЫ ПЕРЕСЧЕТА АНОМАЛИЙ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ В ВЕРХНЕЕ ПОЛУПРОСТРАНСТВО

Судя по слабой корреляции с мощностью земной коры, с плотностными неоднородностями верхней мантии связан третий из выделенных (см. гл. II) типов аномалий в редукции Буге, проявившихся на высотах 75—125 км (см. рис. 16). Значения аномалий силы тяжести в Японском море и в Южно-Охотской глубоководной впадине на высоте 125 км меньше, чем в Беринговом море. Учитывая, что мощности и состав земной коры в этих районах примерно одинаковы, различия в значениях силы тяжести, по-видимому, следует относить за счет большей плотности верхней мантии в Беринговом море. Сходные величины аномалий силы тяжести в Южно-Охотской глубоководной впадине и в Японском море свидетельствуют, по-видимому, о близких значениях плотностей верхней мантии в их пределах.

С целью детализировать особенности распределения плотностей в верхней мантии для Охотского региона было рассчитано гравитационное влияние земной коры, составленной из осадочного сейсмического слоя и консолидированной коры, на тех же высотах, на которые пересчитано наблюдаемое поле: 12,5; 25; 50; 75 и 125 км, а также на уровне моря. Результаты расчетов изображены в виде графиков и карт остаточных аномалий на различных уровнях (рис. 58, 59). Остаточные аномалии, как указывалось, получены путем вычитания гравитационного эффекта земной коры из наблюдаемых аномалий.

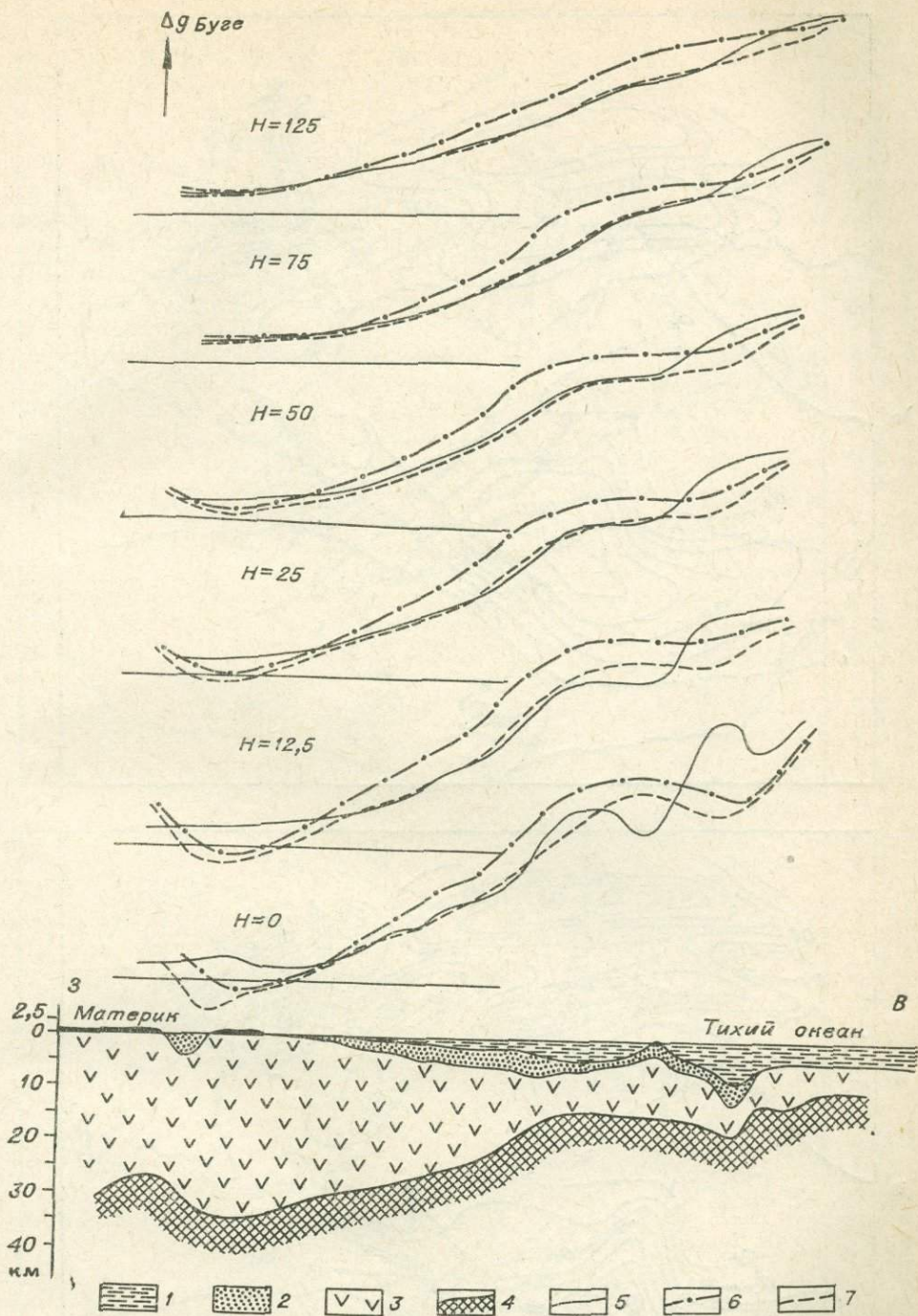


Рис. 58. Графики силы тяжести в редукции Буге. Пр. IV. Составили Ю. А. Павлов, Л. М. Лютая.

1 — водный слой; 2 — осадочный слой; 3 — консолидированная кора; 4 — поверхность Мохоровичича. Графики аномалий силы тяжести: 5 — наблюдаемые; 6, 7 — расчетные гравитационные эффекты (6 — от поверхности Мохоровичича, 7 — от поверхности Мохоровичича и кровли консолидированной коры).

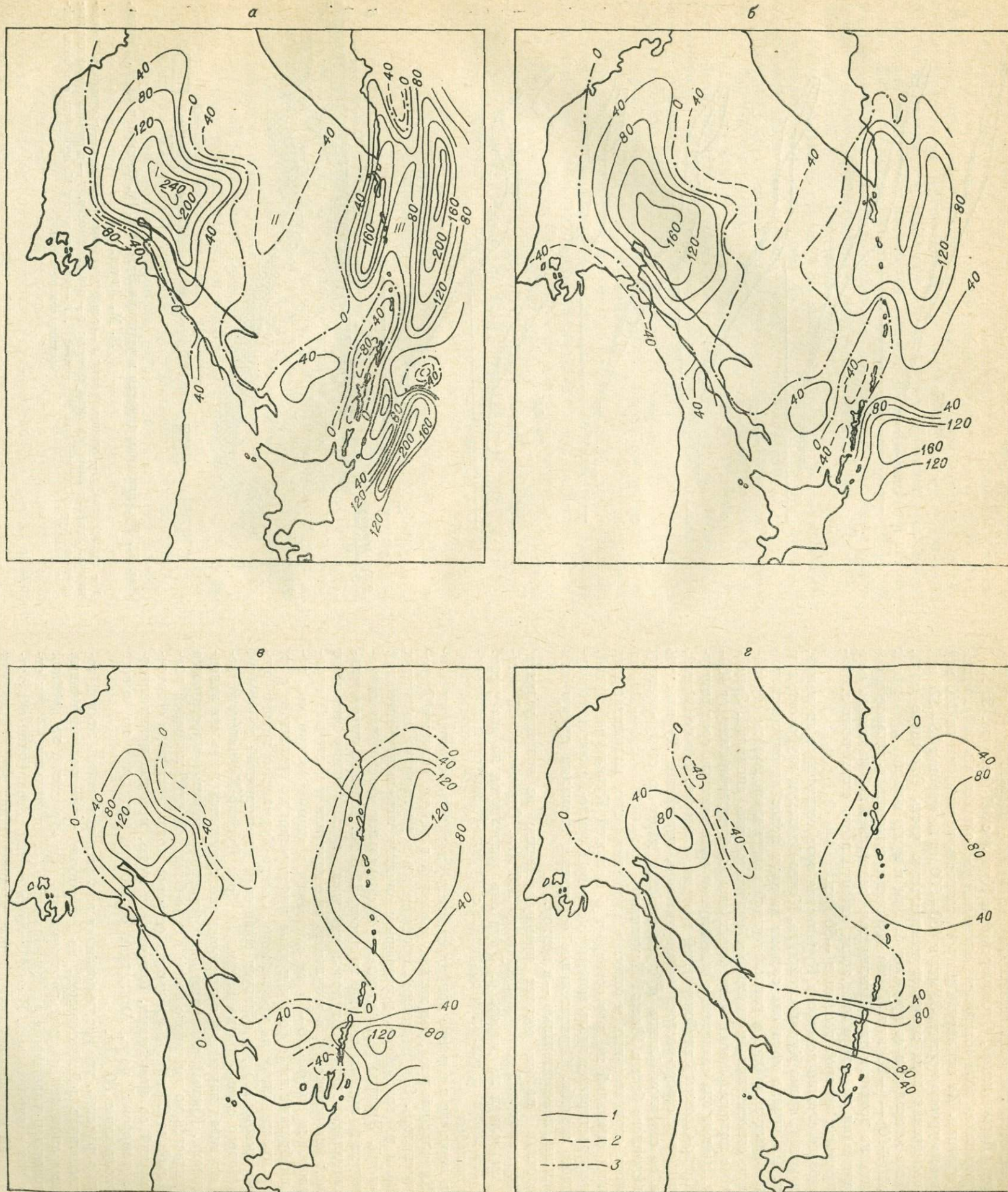


Рис. 59. Схемы разностей наблюдаемых гравитационных аномалий и расчетного влияния земной коры. Составили И. К. Туезов, Ю. А. Павлов. Н, км: а — 0; б — 12,5; в — 50; г — 125. Изолинии  $\Delta g_{\text{набл}} - \Delta g_{\text{расч}}$ : 1 — положительные; 2 — отрицательные; 3 — зоны, в которых разность наблюдаемых и расчетных аномалий близка к нулю ( $\pm 10$  мгл). Аномалии: I — Дерюгинская; II — Охотоморская; III — Курильская.

Выделяются три зоны остаточных аномалий, названные (с запада на восток) Дерюгинской, Охотоморской и Курильской (см. рис. 59).

Дерюгинская зона остаточных аномалий располагается в районе впадины Дерюгина. Ее амплитуда и протяженность изменяются от 240 мгл и 1000 км на уровне моря до 80 мгл и 400—500 км на высотах 75—125 км.

Охотоморская зона занимает центральную часть Охотского моря. Остаточные аномалии в ее пределах близки к нулю или не превышают значений (+10) — (—20) мгл. Такие величины остаточных аномалий сохраняются на всех высотах. Исключение составляет небольшая по размерам аномалия на севере этой зоны, интенсивность остаточных аномалий в пределах которой достигает —50 мгл.

Наиболее сложно построена Курильская зона остаточных аномалий, охватывающая, кроме Курильской дуги, Южно-Охотскую глубоководную впадину. На уровне моря она состоит из двух полос преимущественно положительных аномалий и расположенной между ними полосы отрицательных и относительно пониженных положительных аномалий. Западная полоса положительных остаточных аномалий имеет амплитуду 40—160 мгл. На юге она совпадает с максимумом силы тяжести, соответствующим Южно-Охотской глубоководной впадине, и так же, как последний, простирается в северо-восточном направлении, пересекает Курильскую дугу на ее северном фланге и продолжается далее к северо-востоку вдоль восточного берега Южной Камчатки.

Полоса отрицательных и относительно пониженных положительных остаточных аномалий на юге совпадает с Большой Курильской дугой, на севере простирается вдоль западного склона Курило-Камчатского глубоководного желоба. Отрицательные остаточные аномалии приурочены к ее флангам, положительные — к центру.

Восточная полоса состоит преимущественно из положительных остаточных аномалий интенсивностью до 240 мгл. Отрицательной остаточной аномалией на широте о. Уруп она разделяется на две части. В плане эта полоса в основном совпадает с Курило-Камчатским глубоководным желобом.

При переходе в верхнее полупространство характер остаточных аномалий Курильской зоны, так же как аномалий в районе впадины Дерюгина, изменяется. Эти изменения проявляются в уменьшении амплитуд аномалий и их градиентов, постепенном слиянии локальных аномалий между собой. Быстрее всего исчезают отрицательные остаточные аномалии, которые не выделяются уже на высоте 12,5 км. Вслед за отрицательными аномалиями перестают проследиваться положительные аномалии небольшой интенсивности, в результате чего западная и восточная группы аномалий на высоте 50—75 км сливаются в единые максимумы, которые приобретают иные формы и иные простирания по сравнению с их формой и простиранием на уровне моря. Северо-Курильская группа аномалий на высоте 125 км образует обширный изометричный максимум, центр которого смещается на восточный борт Курило-Камчатского желоба. В пределах изучаемой территории оконтуривается лишь его западная половина. Южный максимум приобретает субширотное простирание и протягивается до западного борта Южно-Охотской глубоководной впадины. В районе Средних Курильских островов появляется поле остаточных аномалий со значениями, близкими к нулю, которые прилегают к Охотоморской зоне. Амплитуда остаточных аномалий на высоте 125 км составляет 80 мгл.

Если допускать, что использованная для расчетов модель земной коры соответствует действительной, то описанные выше положительные остаточные аномалии следует рассматривать как отражение на дневной поверхности зон уплотнения в верхней мантии, отрицательные — как отражение зон разуплотнения. В соответствии с этим и величиной остаточных аномалий произведено качественное районирование верхней мантии

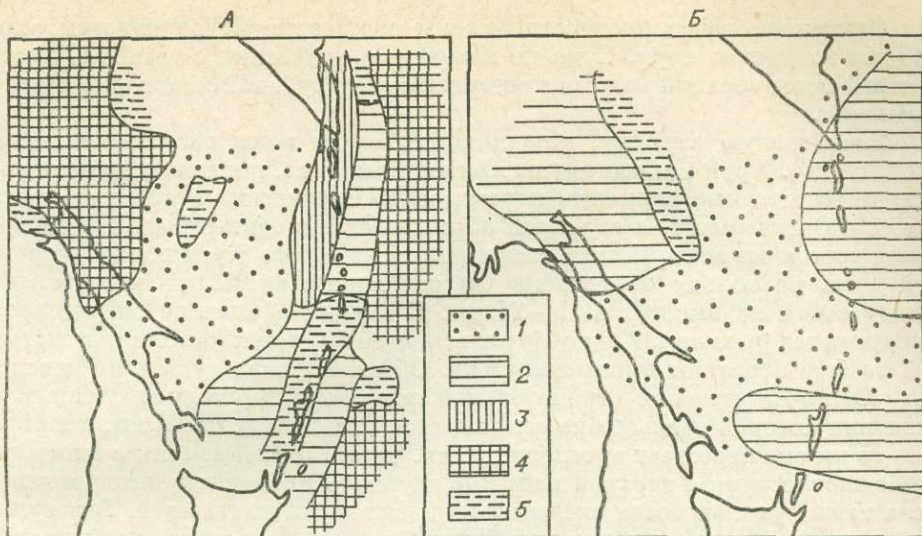


Рис. 60. Схема плотностей верхней мантии. Составил И. К. Туезов.

Плотность мантии: 1 — близка к «нормальной» ( $3,35 \text{ г/см}^3$ ), 2—4 — больше «нормальной» (плотность вещества в зонах 4 предположительно больше плотности вещества в зонах 3; в зонах 3 больше, чем в зонах 2), 5 — меньше «нормальной». Схема А соответствует остаточным аномалиям на уровне моря, Б — на высоте 125 км.

по плотностям слагающего ее вещества (рис. 60). Предполагаемые зоны уплотнения разделены на три категории: наибольшее уплотнение приписано участкам с величиной остаточных аномалий на уровне моря более 160 мгл, среднее — участкам со значениями остаточных аномалий от 80 до 160 мгл и минимальное — зонам с величинами разностных аномалий от 20 до 80 мгл. Районы, в которых значения разностных аномалий колеблются от  $+20$  до  $-20$  мгл, отнесены к зонам с «нормальной» плотностью верхней мантии, равной  $3,35 \text{ г/см}^3$ . И, наконец, участки со значениями остаточных аномалий менее  $-20$  мгл описываются как зоны разуплотнения.

Учитывая сказанное, на месте Дерюгинской остаточной аномалии предполагается существование тела с избыточной плотностью  $0,1 \text{ г/см}^3$  и глубиной 60—70 км или с избыточной плотностью  $0,04\text{--}0,05 \text{ г/см}^3$  и глубиной нижней кромки 100—120 км (Павлов, Туезов, 1972). Плотность верхней мантии на большей части Охотского моря, в пределах которой величины остаточных аномалий близки к нулю, рассматривается как близкая к «нормальной». Курило-Камчатский желоб отнесен к районам с наибольшей избыточной плотностью верхней мантии, равной, о чем говорилось выше,  $0,1\text{--}0,2 \text{ г/см}^3$ . Средняя величина уплотнения верхней мантии предполагается под Северными Курильскими островами и под восточным побережьем Южной Камчатки. Представляется, что зона со средней величиной избыточной плотности от Северных Курильских островов продолжается на юго-запад в сторону Южно-Охотской глубоководной впадины, где величина ее избыточной плотности, по-видимому, уменьшается и составляет  $0,01\text{--}0,02 \text{ г/см}^3$  при глубине нижней кромки плотностного тела 40—50 км. Небольшие значения избыточных плотностей предполагаются под Малой Курильской дугой и хребтом Витязя. Под южной частью Большой Курильской дуги, к востоку от Южной Камчатки и к востоку от о. Уруп предполагаются зоны разуплотнения в верхней мантии на величину около  $0,05\text{--}0,1 \text{ г/см}^3$ . Интересно подчеркнуть, что плотностные зоны верхней мантии, так же как соответствующие им остаточные аномалии, ориентированы к Курильской дуге и глубоководному желобу под некоторым углом и пересекают их к югу и к юго-востоку от Южной Камчатки.

Описанные выше плотностные зоны соответствуют остаточным аномалиям на уровне моря. Судя по изменению последних с высотой, плотностные зоны верхней мантии претерпевают с глубиной некоторые трансформации.

Наименьшую глубину, по-видимому, имеют зоны разуплотнения к востоку от о. Уруп и к востоку от Южной Камчатки, так как соответствующие им остаточные аномалии перестают проследиваться уже на высоте 12,5 км. Очень быстро с глубиной объединяются в единые массивы западные и восточные зоны уплотнения на юге и на севере Курильской островной дуги, поскольку отвечающие им остаточные аномалии соединяются между собой на высотах 12,5—25 км. С глубиной вначале значительно сокращаются размеры Южно-Курильской зоны разуплотнения, а потом она вообще перестает проследиваться. Об этом можно судить по поведению Южно-Курильской отрицательной остаточной аномалии, площадь и величина которой очень резко сокращается уже на высоте 25 км, а на высоте 75 км она перестает проследиваться. Таким образом, зоны с аномальными плотностями в верхней мантии с глубиной постепенно интегрируются, а также уменьшаются значения их избыточных плотностей. В результате этого на максимальных глубинах, которые охватываются высотой пересчета в 125 км, остаются только Дерюгинская, Северо- и Южно-Курильская зоны уплотнения, разделенные областью с «нормальной» плотностью верхней мантии в Охотском море и на Средних Курильских островах.

## НЕОДНОРОДНОСТИ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ПО МАГНИТНЫМ СВОЙСТВАМ

Материалов о неоднородностях верхней мантии зоны перехода и прилегающей к нему части Тихого океана по магнитным свойствам очень мало (см. рис. 50). Они базируются в основном на изучении особенностей распределения в ней магнитоактивных тел. Последние могут быть разделены на подкоровые (магнитные) и коромантийные (верхняя кромка залегает в земной коре, нижняя — в верхней мантии) (Гуезов и др., 1967а). Подкоровые магнитовозмущающие массы развиты преимущественно в западной части Тихого океана, где глубина залегания их нижних кромок при использовании программы Г. Ф. Кузнецова (1965) достигает 50—60 км. В глубоководных впадинах Охотского и Японского морей, где глубина до верхней мантии примерно такова же, как в западной части Тихого океана, подкоровые магнитоактивные тела встречаются значительно реже, что, по-видимому, свидетельствует об отличном строении верхней мантии под ними по сравнению с мантией западной части Тихого океана. В глубоководных впадинах значительно больше развиты коромантийные тела. В районах с корой континентального типа магнитовозмущающие массы верхней мантии, за исключением единичных коромантийных тел, не установлены.

Следует отметить, что появление по мере продвижения на восток коромантийных, затем мантийных магнитовозмущающих объектов связано не только с подъемом кровли верхней мантии, но также с увеличением глубины залегания магнитовозмущающих тел в этом направлении.

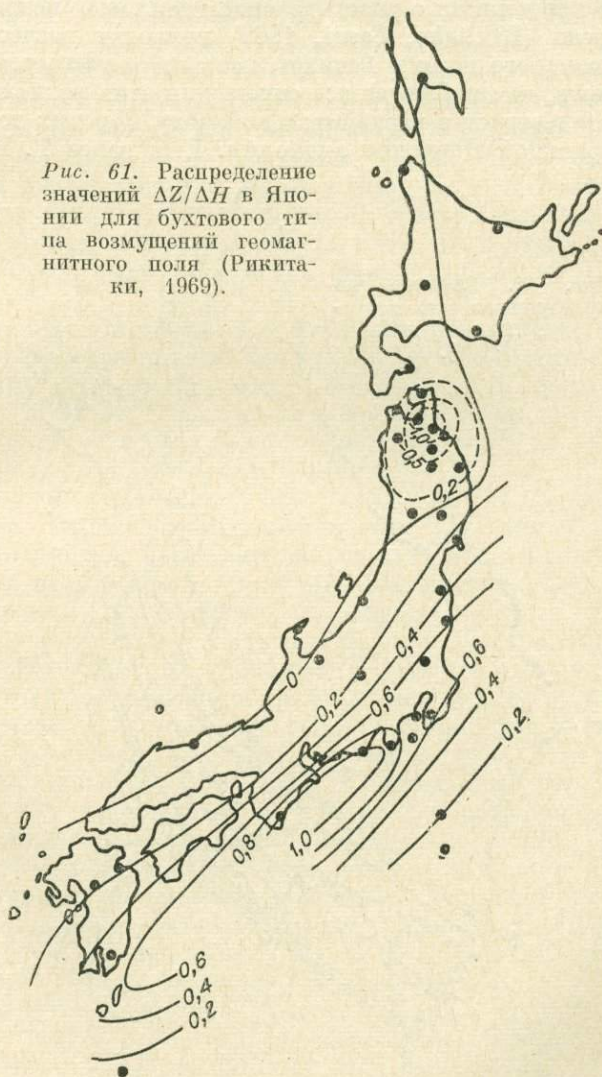
## НЕОДНОРОДНОСТИ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ПО ЭЛЕКТРИЧЕСКИМ СВОЙСТВАМ

В северо-западном секторе зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану электромагнитные исследования проведены в Японии, Сихотэ-Алине, на Сахалине, Камчатке и Курильских островах.

Исследованиями в Японии и прилегающей части Тихого океана установлена значительная аномалия в распределении вертикальной составляющей геомагнитного поля, протягивающаяся вдоль восточного побережья центральной части о. Хонсю. Отношение этой составляющей к горизонтальной в пределах аномалии достигает единицы (рис. 61; Рикитаки, 1968; Rikitake, Sasai, 1969). Она имеет положительный знак и названа «Центральной Японской аномалией». На северной оконечности острова обнаружена еще одна аномалия в геомагнитных вариациях («Северо-восточная Японская аномалия»). Отношение компонент геомагнитного поля в ней, так же как в Центральной Японской аномалии, достигает единицы, но, в отличие от последней, она имеет отрицательный знак и изометричную форму (Юкутаки, 1972).

Т. Ватанабе (1969) определил глубину до изотермической поверхности с температурой  $1000^{\circ}$ , которая в общих чертах согласуется с распределением  $\Delta Z/\Delta H$  в Японии и прилегающей части Тихого океана. На основании этого Т. Рикитаки и И. Сасаи (Rikitake, Sasai, 1969) делают вывод о том, что Центральная Японская аномалия, как и аномалия в тепловом потоке, вызвана разогревом глубинного вещества. Предполагая, что это вещество по своим свойствам близко к идеальному проводнику, они вычислили глубину до проводящего слоя. Кривля этого слоя образует структуру,

Рис. 61. Распределение значений  $\Delta Z/\Delta H$  в Японии для бухтового типа возмущений геомагнитного поля (Рикитаки, 1969).

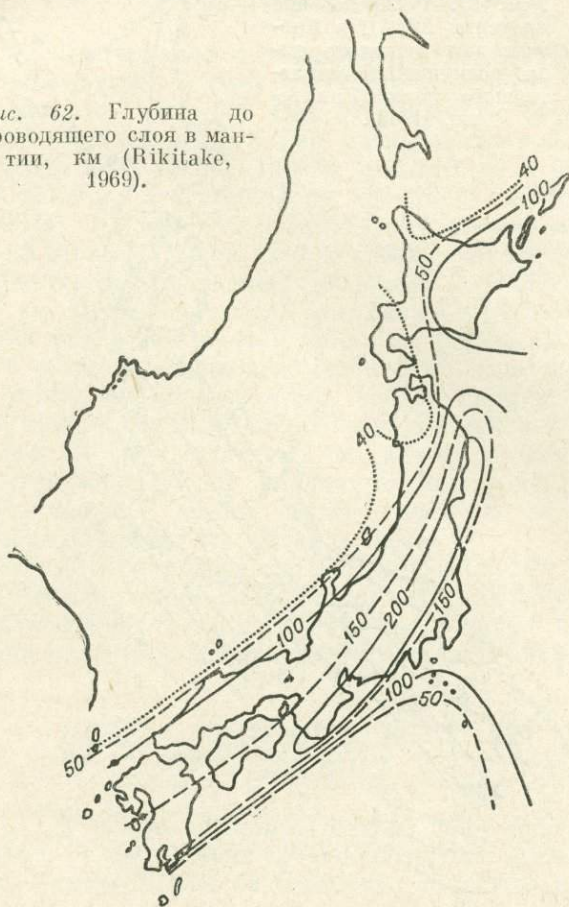


напоминающую по форме желоб, длинная ось которого вытянута вдоль юго-восточного побережья о. Хонсю (рис. 62). Глубина до проводящего слоя вдоль его оси составляет около 200 км, уменьшаясь под восточной частью о. Хоккайдо до 100 км и под западной частью Тихого океана и Японским морем до 40—50 км. По представлениям указанных исследователей, эта аномалия не замыкается на о. Хоккайдо, а открывается в сторону Курильских островов.

В отличие от японских магнитологов, Л. Л. Ваньян и Б. Е. Мардерфельд (1972) считают, что Центральная Японская аномалия вызвана не глубинными источниками, а преимущественно морскими индукционными токами. Они указывают, что: 1) эта аномалия наблюдается в основном в ходе вертикальной компоненты; 2) для нее характерно подобие временного хода вертикальной компоненты с горизонтальной, направленной вдоль азимута максимального подобия вектора Визе—Паркинсона; 3) вертикальная составляющая этой аномалии изменяет знак при движении поперек о. Хонсю, что характерно для локального и регионального островного эффектов, когда островная суша отделяет океан от менее глубоких внутренних морей.

В доказательство своих представлений о связи этой аномалии с распределением электропроводности внутри Земли, кроме упоминавшегося выше факта ее корреляции с распределением тепловых потоков, Т. Рикитакэ и И. Сасаи (Rikitake, Sasai, 1969) приводят расчеты отношения  $\Delta Z/\Delta H$  для Японского моря и Японии, которое оказывается в несколько раз (до 5) меньше, чем наблюдаемые отношения этих величин. Это, по их мнению, свидетельствует о незначительной роли морских токов в формировании Центральной Японской аномалии. Еще ранее Т. Рикитакэ (Ri-

Рис. 62. Глубина до проводящего слоя в мантии, км (Rikitake, 1969).



kitake, 1961) и В. Д. Паркинсон (Parkinson, 1964) провели модельные эксперименты, которые, с их точки зрения, также свидетельствуют о том, что эта аномалия связана в основном с глубинными источниками.

Глубина до токопроводящего слоя в пределах Северо-восточной Японской аномалии определена равной 40—50 км (Kato et al., 1971).

В заключение к изложенному выше о геомагнитных исследованиях в Японии следует упомянуть о том, что, в отличие от многих районов земного шара, геомагнитная аномалия в Японии установлена не только по записям короткопериодных вариаций, но также по длиннопериодным  $Sq$  и  $Dst$  компонентам.

Аномалия в поведении вертикальной составляющей земного магнитного поля обнаружена также на советском Дальнем Востоке (Ваньян и др., 1968, 1969, 1972). В одних пунктах (Советская Гавань, Оха, Николаевск-на-Амуре) наблюдается ее подобие во временном ходе с восточной составляющей магнитного поля, в других пунктах (Скалистый, Северо-Курильск, Паужетка) — с северной компонентой. Интенсивность вертикальной компоненты в Южно-Сахалинске примерно соответствует уровню материковых станций (Хабаровск, Уссурийск, Высокогорный), в Скалистом, Северо-Курильске, Паужетке наблюдается изменение ее знака.

Для изучения влияния морских токов на геомагнитные вариации были выполнены специальные наблюдения сгущенной сетью станций на севере и юге Сахалина и Итурупе. На юге Сахалина в основном подтверждены главные черты берегового эффекта. На севере Сахалина также наблюдается заметное ослабление интенсивности вариаций вертикальной компоненты при удалении от береговой черты. Однако оно значительно отличается от теоретического. Проведенные расчеты показывают, что в формировании геомагнитной аномалии на севере Сахалина существенное влияние оказывает токопроводящий слой в верхней мантии, глубина до которого была определена равной примерно 150 км (Ваньян и др., 1968).

При постановке геомагнитных наблюдений на юге Курильской дуги получены записи, характерные для островных дуг, отделяющих океан от менее глубоких внутренних морей (региональный береговой эффект). В отличие от Южных Курильских островов, геомагнитные данные на севере Курильских островов и на Южной Камчатке не укладываются в рамки регионального берегового эффекта.

Интересные материалы получены на Средних Курильских островах. Здесь векторы  $K$  (отношение вертикальной составляющей к горизонтальной; составляющие измерены по азимуту максимального подобия) ориентированы не в сторону Курило-Камчатского глубоководного желоба и Тихого океана, как следовало бы ожидать в случае влияния берегового эффекта, а простираются вдоль островной дуги навстречу друг другу, т. е. фаза вертикальной составляющей меняется здесь на  $180^\circ$ . Расчеты показывают, что токи, текущие в проливах между Средними Курильскими островами, вносят незначительный вклад в аномальное поле и поэтому не могут объяснить простираение векторов вдоль дуги. Замечательной особенностью этой аномалии, придающей ей уникальный характер, является тот факт, что она проявляется не только в короткопериодных, но и в солнечно-суточных вариациях (Мардерфельд и др., 1969, рис. 63). Сказанное выше позволяет предполагать, что эта аномалия в значительной степени обусловлена глубинными причинами. Согласно расчетам (Ваньян и др., 1971), она может быть связана с куполообразным поднятием токопроводящего слоя верхней мантии в районе Средних Курильских островов до глубины первых десятков километров.

В ряде пунктов советского Дальнего Востока глубина до токопроводящих слоев верхней мантии определена по материалам глубинных электромагнитных зондирований (Альперович и др., 1967; Мардер-

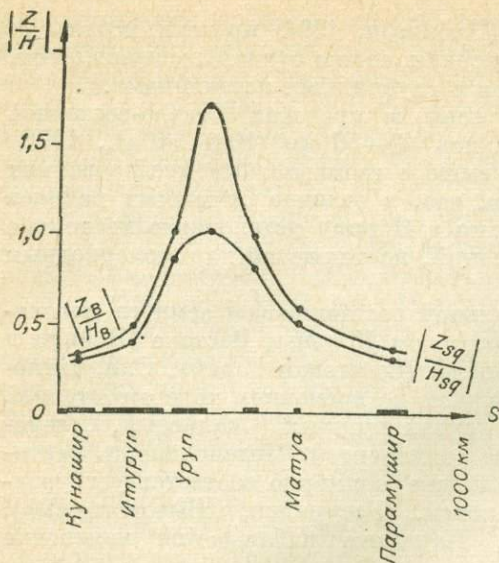


Рис. 63. Распределение  $\left| \frac{Z}{H} \right|$  бухтообразных возмущений и солнечно-суточных вариаций на профиле Кунашир — Парамушир (Курильские о-ва) (по Б. Е. Мардерфельду и др., 1969).

фельд, Немцова, 1969; Борец, 1972). Глубина до верхнего из этих слоев в г. Хабаровске оказалась равной 110—150 км, в г. Комсомольске-на-Амуре — 200 км, на Северном Сахалине — 130—190 км, на Среднем Сахалине (г. Александровск) — 110—130 км, в г. Южно-Сахалинске — 110—120 км, на островах Итуруп Кунашир — 110—130 км и на о. Шикотан — 75—80 км. В г. Южно-Сахалинске и на Южных Курильских островах под этим слоем на глубинах 350—400 км обнаружен еще один слой высокой проводимости. Мощность верхнего слоя оценивается примерно в 20—30 км, нижнего — не определена. Верхний слой, по-видимому, отражает в основном региональные особенности строения мантии, нижний — планетарные.

### НЕОДНОРОДНОСТИ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ПО КОМПЛЕКСУ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Верхняя мантия зоны перехода изобилует различного типа неоднородностями по скоростям, плотностям, магнитным и электрическим свойствам. С некоторой степенью условности эти неоднородности могут быть разделены на три класса: 1) сейсмофокальная зона землетрясений; 2) астеносферные и токопроводящие слои и 3) неоднородности типа зон уплотнения и разуплотнения вне сейсмофокальной зоны. Каждый из этого класса неоднородностей выделяется по своему комплексу геофизических данных.

Сейсмофокальная зона, выделяющаяся в основном по упругим и плотностным свойствам, является наиболее крупной и ярко выраженной неоднородностью верхней мантии зоны перехода. В пределах рассматриваемой территории она, как указывалось, состоит из трех звеньев: Идзу-Бонино-Приморского, Приморско-Курило-Камчатского и Японского. Ее физические свойства сложно изменяются как в горизонтальном, так и в вертикальном направлении. Примерами изменения физических свойств в горизонтальном направлении являются вариации скоростей в кровле зоны от повышенных в пределах ее южно-курильского отрезка до «нормальных» в остальной части (см. рис. 54), описанные выше изменения ее сейсмической активности по простиранию, увеличение избыточной плотности к центру Приморско-Курило-Камчатского звена и ее уменьшение к флангам и др.

На основе анализа приведенных выше материалов о строении сейсмофокальной зоны наиболее вероятно, с точки зрения автора, предположить, что ее верхняя часть до глубины примерно 100—120 км (возможно, до 200 км) характеризуется в основном повышенными плотностями и повышенными или «нормальными» скоростями. На глубине 100—120 км происходит достаточно резкое изменение ее физических свойств, а местами,

возможно, и их инверсия, вследствие чего плотности и скорости в более глубоких горизонтах сейсмофокальной зоны становятся «нормальными» или пониженными. Следует, однако, отметить, что это прежде всего относится к значениям скоростей распространения упругих волн, так как о величинах плотностей на глубинах более 120 км конкретных данных нет. Нам кажется вероятной также точка зрения о том, что повышенные скорости и повышенные плотности в верхней части сейсмофокальной зоны характерны в основном для ее приокеанического блока, а в приконтинентальном ее участке их значения могут быть понижены.

Изложенные выше представления об изменении физических свойств в сейсмофокальной зоне вкрест ее простирания и с глубиной находят определенное подтверждение в особенностях сейсмодислокаций в очагах землетрясений, изученных В. Н. Аверьяновой (Марков и др., 1967; Аверьянова, 1968). По материалам этого исследователя, в очагах землетрясений, тяготеющих к океаническому блоку сейсмофокальной зоны, преобладают взбросо-сдвиговые дислокации, а в приконтинентальном блоке — сбросо-сдвиговые. Последние возникают преимущественно под действием напряжений растяжения, действующих в направлении, перпендикулярном по отношению к сейсмофокальной зоне. Тот и другой типы дислокаций распространены в основном в верхней части сейсмофокальной зоны до глубин 200—250 км. На больших глубинах землетрясения по характеру дислокаций в их очагах чрезвычайно нестабильны.

Наряду с изложенным выше о строении сейсмофокальной зоны, необходимо констатировать, что для принятия окончательных решений по вопросу о распределении в ней физических свойств имеющихся материалов недостаточно. Поэтому в настоящее время нельзя отказываться и от представлений о том (хотя они нам кажутся менее вероятными, чем приведенные выше), что изменения физических свойств в верхней части этой зоны характерны в основном для Приморско-Курило-Камчатского ее звена, а в пределах Японского они (плотности и скорости) характеризуются повышенными значениями на всю ее глубину.

Астеносферные слои выделены преимущественно на основе изучения особенностей распространения волн от землетрясений в сейсмофокальной зоне. Токопроводящие слои, наоборот, прослежены в участках верхней мантии вне этой зоны. Глубина до верхнего из токопроводящих слоев уменьшается, как указывалось, с запада на восток от 150—200 км в восточной части Азиатского континента, в среднем до 110—130 км в зоне перехода, до 75—80 км в пограничной с Тихим океаном части зоны перехода и предположительно до 40—50 км в западной части океана. Отмечается удовлетворительная корреляция глубины до этого горизонта с распределением теплового потока. Особенно отчетливые их зависимости наблюдаются в пределах Северо-Восточной Японии и на Средних Курильских островах, где куполообразному воздыманию этого слоя до глубин 40—50 км отвечают локальные максимумы теплового потока величиной до 2,5—3,0 мккал/см<sup>2</sup>·с. На Средних Курильских островах уменьшение глубины до него сопровождается также снижением сейсмической активности. Нельзя не отметить того обстоятельства, что, как и в других районах земного шара (Caner, Cannon, 1965), токопроводящие слои нашего региона хорошо согласуются по глубине залегания с астеносферными слоями. Например, нижний из слоев высокой проводимости по глубине залегания хорошо увязывается с четвертой астеносферой, а верхний под Большой Курильской дугой — со второй астеносферой и под Малой — с первой (рис. 64, 65). Совпадение того и другого типа слоев по глубине, по-видимому, свидетельствует об их общей природе. Судя по сопоставлению с другими районами земного шара, нижний токопроводящий слой и четвертая астеносфера, видимо, имеют общепланетарное значение, а верхний слой высокой проводимости и остальные астеносферы носят региональный характер.

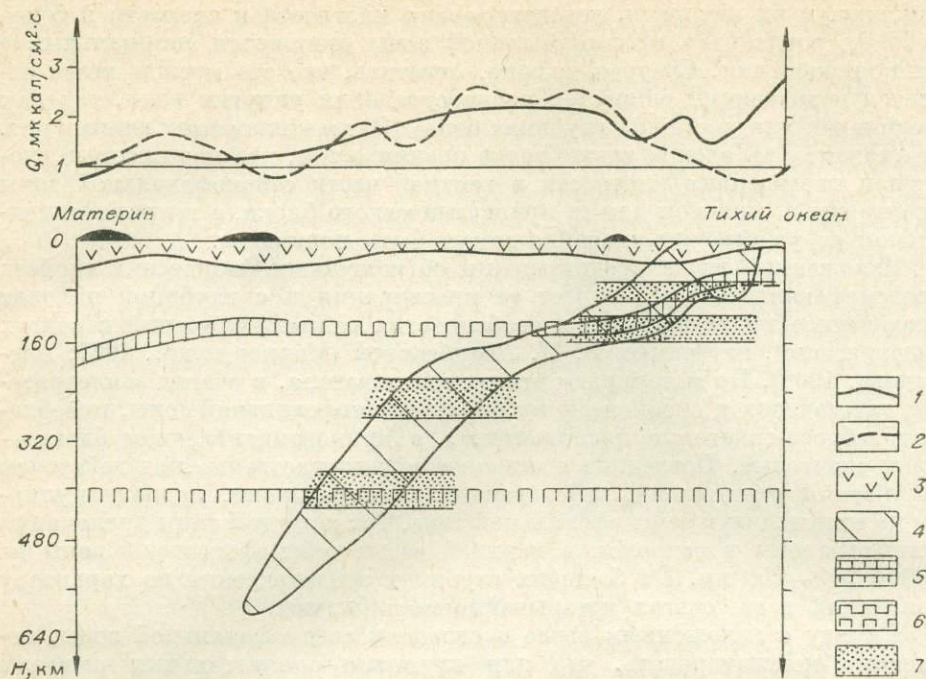


Рис. 64. Модель верхней мантии Охотского сектора. Составил И. К. Туезов.  
 1 — аномалии силы тяжести (редукция Буге); 2 — аномалия теплового потока; 3 — земная кора; 4 — сейсмофокальная зона; 5, 6 — токопроводящие слои: 5 — установленные, 6 — предполагаемые; 7 — астеносферные слои.

Неоднородности третьего класса — уплотненные и разуплотненные блоки верхней мантии — вне сейсмофокальной зоны в плане сочетаются с разнообразными по величине скоростями распространения упругих волн (Туезов и др., 1967б). Зоны разуплотнения под островными дугами сопровождаются, как правило, пониженными значениями скоростей, зоны уплотнения под Центральной глубоководной впадиной Японского моря и под впадиной Дерюгина Охотского моря — в основном «нормальными» их значениями, а под Южно-Охотской глубоководной впадиной — пониженными. Необходимо, однако, отметить, что избыточная плотность верхней мантии под последней значительно меньше, чем под первыми двумя. «Нормальные» или несколько заниженные плотности верхней мантии под центральной частью Охотского моря сочетаются с «нормальными» же значениями скоростей, а под Сахалином — с повышенными. «Нормальные» величины скоростей характерны для Юго-Западной Японии, в отличие от Северо-Восточной, в мантии которой выделяется разуплотненная и низкоскоростная зона.

Взаимоотношения описанного типа неоднородностей строения верхней мантии показаны на рис. 64 и 65. Следует иметь в виду, что изображенная на них модель верхней мантии представляет собой первый опыт составления подобных моделей по комплексу геофизических данных для исследуемого региона. Поэтому при знакомстве с ними возникает ряд вопросов, которые могут быть решены только по мере накопления новых данных. К ним относятся следующие вопросы. 1. Каково взаимоотношение разуплотненного и низкоскоростного блока под островными дугами с сейсмофокальной зоной? 2. Принадлежат ли астеносферные слои только сейсмофокальной зоне или они прослеживаются и за ее пределами (судя по их совпадению с токопроводящими слоями, можно ожидать, что они выделяются и вне сейсмофокальной зоны)? 3. Прослеживаются ли слои высокой проводимости под Охотским морем, где электромагнитные ис-

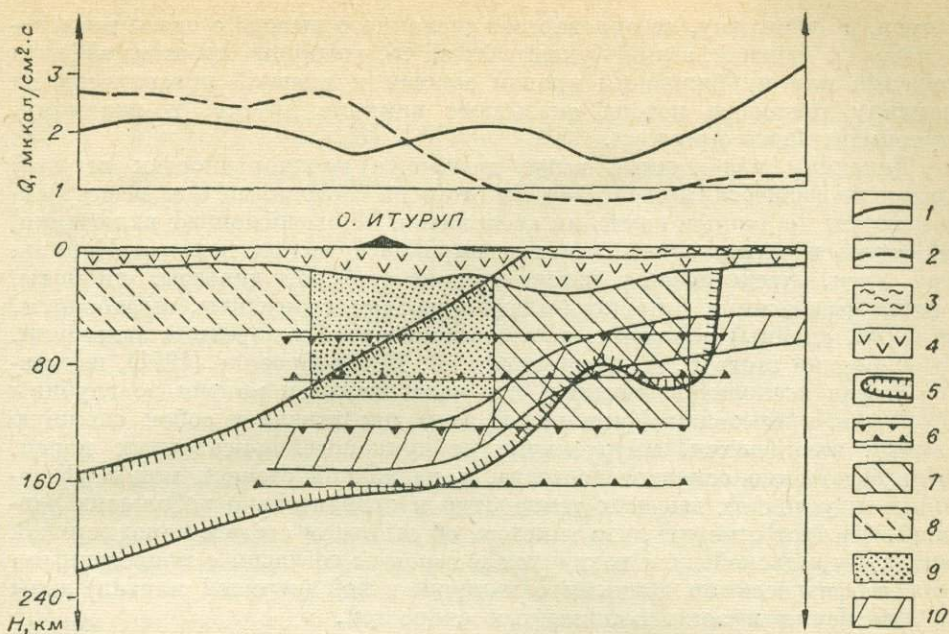


Рис. 65. Модель верхней мантии южной части Курильской зоны. Составил И. К. Туезов.

1 — аномалия силы тяжести (редукция Буге); 2 — аномалия теплового потока; 3 — водный слой; 4 — земная кора; 5 — сейсмофокальная зона; 6 — астеносферные слои; 7 — уплотненная и высокоскоростная зона; 8 — зона, в которой уплотнение сочетается с низкими скоростями в кровле мантии; 9 — разуплотненная и низкоскоростная зона; 10 — токопроводящий слой.

следования не выполнялись? По-видимому, перечень этих вопросов можно было бы продолжить.

Как отмечалось выше, верхняя мантия глубоководных впадин и западной части Тихого океана неоднородна по магнитным свойствам.

При сопоставлении аномалий теплового потока с глубиной до кровли мантии устанавливается, что они связаны обратными соотношениями: чем меньше глубина до кровли мантии, тем больше тепловой поток, и, наоборот, чем больше глубина до мантии, тем ниже значения потока (см. рис. 7). Пониженные значения теплового потока, равные в среднем 1,0—1,2 мккал/см<sup>2</sup>·с, характерны для Юго-Западной Японии, Сахалина, Приморья, Западной Камчатки, кровля мантии в которых залегает на глубинах более 35 км. В глубоководных впадинах морей, глубина до кровли мантии в которых не превышает 8—12 км, значения теплового потока, как правило, более 2,5 мккал/см<sup>2</sup>·с. Аналогичная обратная связь между значениями теплового потока и глубиной до кровли мантии наблюдается в центральной и северной частях Охотского моря. Эти данные, а также расчеты составляющей теплового потока за счет радиоактивности земной коры и коэффициентов корреляции между тепловым потоком и мощностью земной коры (Волкова, 1974) показывают, что значения потока слабо зависят от мощности и состава коры. По-видимому, основные его источники располагаются в верхней мантии. Использование формул, применяемых в гравиметрии, при допущении постоянства коэффициента теплопроводности горных пород дает глубину залегания источников локальных аномалий теплового потока типа Восточно-Сахалинской (см. рис. 23) порядка 60 км (Волкова, Еремин, 1974).

Из сказанного имеются и исключения. Например, глубоководные желоба, в которых, при мощности земной коры, примерно равной ее толщине в глубоководных впадинах окраинных морей, значения теплового потока примерно в три раза меньше, чем в последних. Однако этот

пример, по-видимому, не опровергает сделанного вывода о связи теплового потока с мантией, а лишь указывает на то, что кроме простого эффекта удаления или приближения кровли мантии к дневной поверхности на величину теплового потока оказывают влияние другие, по-видимому, внутримантийные причины.

Дополним изложенные выше данные о неоднородностях верхней мантии по физическим свойствам некоторыми сведениями о ее вещественном составе по данным изучения ксенолитов. Многочисленные включения, найденные в четвертичных лавах и пирокластических породах Курильской дуги, представлены изверженными (габбро, диабазы, диориты) и метаморфическими (пироксен-плаггиоклазовые гранулиты, амфиболиты, роговики, сланцы) породами, неизвестными здесь в коренном залегании. На основании этого Р. И. Родионова и В. И. Федорченко (1971), изучавшие состав ксенолитов, считают, что часть верхней мантии до глубины 40—60 км в пределах Курильской дуги представляет собой сложную мозаику излившихся, интрузивных и вулканогенно-осадочных пород, преимущественно основного состава, в различной степени метаморфизованных в условиях высоких температур и сравнительно небольших давлений. Следует отметить, что гипотеза об основном составе пород верхней мантии Курильской дуги находится в хорошем согласии с приведенными выше геофизическими данными о наличии в ней (верхней мантии) зоны разуплотнения и зоны пониженных скоростей.

СОВРЕМЕННЫЕ ДВИЖЕНИЯ ЗЕМНОЙ  
КОРЫ И ИЗОСТАЗИЯСОВРЕМЕННЫЕ ДВИЖЕНИЯ ЗЕМНОЙ  
КОРЫ

Современные, а также новейшие движения земной коры хорошо изучены в Японии (Japanese National..., 1966; Иосикава и др., 1969). Амплитуда четвертичных движений земной коры здесь очень велика и колеблется от 2000 м в Центральных горах о. Хонсю до —1200 м на равнине Канто. Однако подавляющая часть Японии испытала подъем с высотой в среднем 1000 м. Средняя скорость движений в этот период составляет несколько миллиметров в год, что в общем соответствует темпу современных движений земной коры. План четвертичной тектоники хорошо согласуется с неогеновыми структурами и существенно отличается от более древних.

Амплитуда перемещений земной коры за 1900—1928 гг. резко варьирует от +120 до —160 мм, а в районах крупных землетрясений от +1500 до —500 мм (4—6 мм/год и 18—54 мм/год в ту и другую стороны соответственно). Поле современных движений земной коры носит мозаичный характер, зоны поднятий и опусканий быстро сменяют друг друга по простиранию. План последних как по направлениям, так и по их знакам значительно отличается от плана новейших движений: современные поднятия и прогибы чаще ориентированы поперек о. Хонсю, а новейшие — вдоль него.

По данным повторных триангуляционных наблюдений с 1883 по 1963 г. составлена карта горизонтальных смещений земной коры для о. Хонсю. Векторы этих смещений на юго-западном и северном концах острова ориентированы в северном направлении, их величина составляет около 2 м. В средней части острова горизонтальные смещения практически равны нулю. В ряде мест они ориентированы по кругу.

Повторные геодезические измерения за период с 1959 по 1970 г. проведены на Южном Сахалине по профилю вкrest его простирания и по западному побережью (Захаров и др., 1974). Здесь же имеются данные непрерывных наблюдений за уровнем моря на мареографических станциях за период с 1949 по 1970 г. (Якушко, 1972).

Этими работами установлено, что, как и в Японии, план современных движений на Южном Сахалине сильно дифференцирован (рис. 66). Большая его часть в настоящее время погружается со следующими скоростями: сводовая часть Южно-Камышевого хребта—9 мм/год, северо-восточная часть Сусунайской впадины (в зоне ее сочленения с Сусунайским хребтом)—7 мм/год, юго-западная часть этой впадины — 4—5 мм/год, Тымь-Поронайская впадина и перешеек Поясок—3—4 мм/год. Юго-западное побережье острова в настоящее время остается практически стабильным. Исключение составляет небольшой участок к северу от г. Невельска, который, как и остальная часть Южного Сахалина, испытывает погружение со скоростью 1—2 мм/год. По отношению к высоте рельефа дневной поверхности современные движения имеют четкую обратную связь. Практически такие же связи последние имеют с новейшими движениями земной коры, сформировавшими современный рельеф дневной поверх-

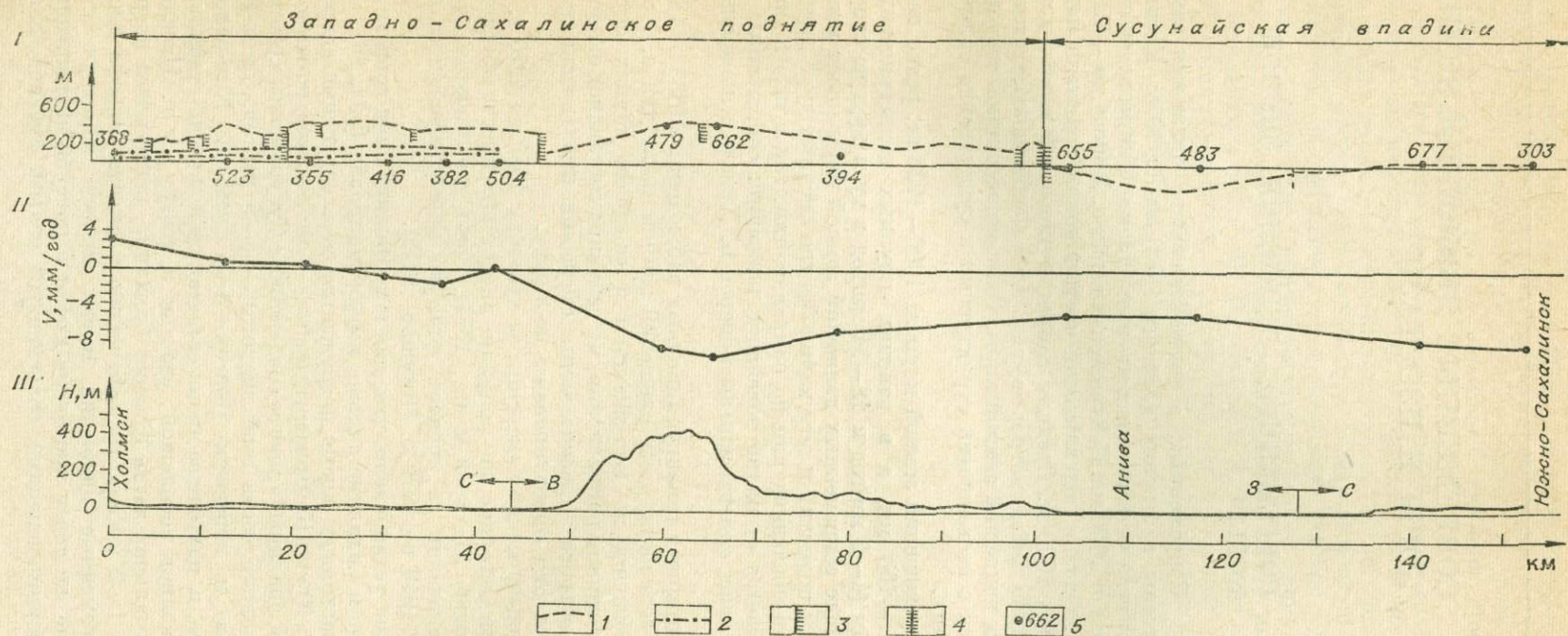


Рис. 66. Соотношение скоростей современных вертикальных движений с новейшими и дочетвертичными структурами на Южном Сахалине (по В. К. Захарову и др., 1974).

I — разрез новейших структур вдоль линии повторного нивелирования; II — кривая скоростей современных вертикальных тектонических движений; III — нивелирный профиль.  
 1 — современное положение неоген-четвертичной полигенетической поверхности выравнивания; 2 — террасовые уровни; 3 — новейшие и омоложенные дочетвертичные разломы; 4 — Центрально-Сахалинский разлом; 5 — репера повторного нивелирования и их номера.

ности: районы, испытавшие за новейший этап наибольшие поднятия, опускаются в современную эпоху с максимальной скоростью, а те участки, в пределах которых за этот период амплитуда подъема была меньше или которые испытывали погружение, опускаются в настоящее время с меньшей скоростью. Это относится, например, к приосевой части Южно-Камышевого хребта и северо-восточной части Сусунайской депрессии, испытавших за новейший этап подъем с амплитудами соответственно выше 400 и 40 м, и к юго-западной части Сусунайской депрессии, в пределах которой в четвертичном периоде отмечены максимальные опускания. Выше описывалась такого же типа связь темпов новейших и мезозойско-кайнозойских движений с сейсмической активностью (Соловьев и др., 1967). Следует отметить, что такая же тесная связь сейсмичности с новейшей тектоникой обнаруживается в Японии.

В Курильской зоне современные движения не изучены. На основе анализа высотных положений плейстоценовых береговых линий, образовавшихся в результате эвстатических колебаний уровня океана и зафиксированных комплексами надводных (3—7 м, 20—40, 80—120 и 200—250 м) и подводных (в частности, на глубине 120—140 м) морских террас, установлено, что в четвертичное время Большая Курильская гряда испытывала медленное сводовое поднятие практически равной амплитуды на всем своем протяжении (Федорченко, Пискунов, 1972). По подсчетам В. К. Грабкова (1972), амплитуда подъема (высота водораздела под четвертичными вулканами плюс предполагаемая величина денудационного среза) с конца позднего плиоцена составила на о. Парамушир 2,5 км при средней скорости подъема в четвертичном периоде (амплитуда деформации раннечетвертичной морской террасы) 2,5—3,0 см в столетие. Малая Курильская дуга и хребет Витязя в это же время (или, по крайней мере, в послеледниковый период) погружались. Это погружение было наиболее сильным в центральной части, что, по мнению В. И. Федорченко и Б. Н. Пискунова, очевидно, было связано с интенсивным прогибанием Курило-Камчатского глубоководного желоба. В пределах Курильской зоны, указывают они, проявлялись и горизонтальные подвижки, зафиксированные в кулисообразном расположении островов относительно друг друга, в взбросо- и сбросо-сдвиговом характере многих поперечных и продольных нарушений, в наличии глубинных зон растяжения под некоторыми вулканами и др.

Наиболее характерным типом дислокаций в очагах землетрясений Курильской зоны, как отмечалось, являются взбросо- и сбросо-сдвиги с правым или левым сдвигом (Марков и др., 1967). Плоскости разрывов в большинстве случаев ориентированы согласно простиранию структурных элементов зоны и имеют падение в сторону Азиатского континента. В районе глубоководного Курило-Камчатского желоба в очагах землетрясений преобладают сбросо-сдвиговые дислокации с правым сдвигом. Основная часть фокальной зоны до глубин 200—250 км характеризуется в основном взбросо-сдвиговыми дислокациями. Линейно вытянутые вдоль Курило-Камчатской дуги области с относительно мощной корой, по мнению В. Н. Аверьяновой, являются потенциальными зонами поднятий, с относительно тонкой корой — потенциальными зонами прогибания. В. Н. Аверьянова считает, что глубинные процессы, вызывающие землетрясения, протекают на флангах дуги в определенной степени независимо друг от друга.

## ИЗОСТАЗИЯ

Как известно (Артемьев, 1966), изостатическое состояние достигается тогда, когда все топографические массы скомпенсированы. Перекомпенсация в пределах поднятий дна моря или на суше озна-

чает, что поверхность Мохоровичича находится глубже того положения, которое она должна занимать в случае полной изостазии (избыток мощности земной коры). Во впадинах перекомпенсация указывает на то, что эта поверхность располагается; наоборот, выше того места, на котором ей следовало бы быть при полном равновесии (недостаток мощности земной коры). Перекомпенсации в пределах поднятий на суше соответствуют отрицательные изостатические аномалии, на море — положительные. При недокомпенсации положение границ и знаки аномалий меняются.

Для изучения изостазии северо-западного сектора зоны перехода проанализированы корреляционные связи аномалий силы тяжести с рельефом дна моря, характер гидростатического давления, изостатические аномалии и толщина «компенсационного» слоя.

#### КОРРЕЛЯЦИОННЫЕ СООТНОШЕНИЯ АНОМАЛИЙ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ И РЕЛЬЕФА ДНА МОРЯ

В пределах крупных, изостатически уравновешенных блоков земной коры, аномалии Фая, как правило, не достигают больших значений и практически не зависят от рельефа твердой оболочки Земли. И. П. Грушинский (1961), проанализировавший зависимость этих аномалий от рельефа для всей Земли, нашел, что 88% их значений лежит в пределах  $\pm 50$  мгл и только 2% превышают 100 мгл, а осредняющая их линия близка к нулю. Иная картина имеет место на небольших по площади участках, изостатическое равновесие которых нарушено. Здесь в целом ряде случаев обнаруживается прямая связь рассматриваемых аномалий с рельефом.

На рис. 67 изображены графики зависимости аномалий Фая от рельефа дна моря для северо-западного сектора зоны перехода, а также для западной части Берингова моря и северо-западной части Тихого океана. Они могут быть разделены на три типа: графики для окраинных морей, для северо-западной части Тихого океана и для системы островные дуги — глубоководные желоба.

Первые два типа графиков характеризуются сравнительно небольшими величинами аномалий, не зависящими от глубины моря и расположенными по отношению к нулевой линии квазисимметрично. Различие их заключается в глубине до дна моря, которая в западной части океана больше, чем в окраинных морях. Тот факт, что аномалии силы тяжести в редукции Фая в окраинных морях и в западной части Тихого океана практически не зависят от рельефа их дна, означает, что их земная кора близка к изостатическому состоянию, хотя относительно Охотского и Японского морей, графики  $\Delta g_{\text{Фая}} = f(H \text{ моря})$  которых сдвинуты в область положительных значений, следует говорить в целом о незначительном недостатке ее мощности.

Разнообразный характер имеют графики  $\Delta g_{\text{Фая}} = f(H \text{ моря})$  для отдельных морфоструктур окраинных морей. Близко совпадают друг с другом облака точек для глубоководных впадин Охотского и Японского морей. Точки для Командорской глубоководной впадины несколько сдвинуты влево. Причиной этого являются отрицательные аномалии силы тяжести вблизи хребта Ширшова, охватывающие шельф и частично глубоководную впадину. Хребты Ширшова, Бауэрса и банка Ямато с прилегающими к ним районами на тектонической карте Евразии (Тектоника Евразии, 1966) отнесены к единой категории структур и называются участками донеогеновой складчатости. Однако соответствующие им графики зависимости аномалий Фая от рельефа сильно отличаются друг от друга. Точки для хребта Ширшова располагаются по обе стороны от оси

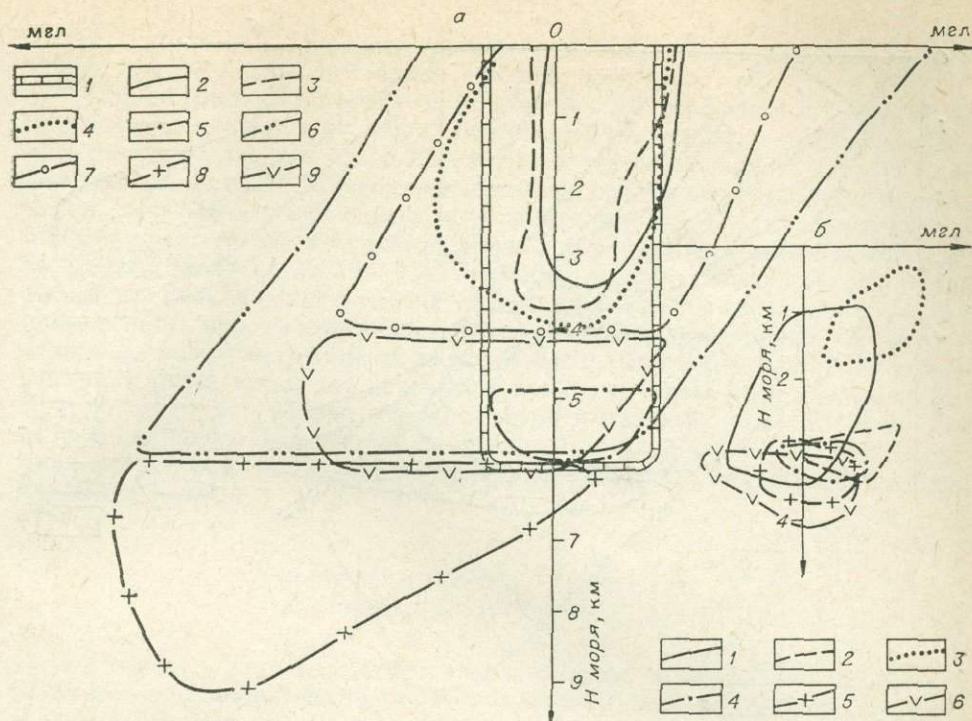


Рис. 67. Графики зависимости аномалий силы тяжести в редукции Фая от рельефа дна моря. Составили И. К. Туезов, Ю. А. Павлов, Г. Ф. Еремина.

*a* — графики для: 1 — всей Земли (Грушинский, 1961); 2 — Охотского моря; 3 — Японского моря; 4 — западной части Берингова моря; 5 — ложа северо-западной части Тихого океана; 6 — Курильской дуги; 7 — западной части Алеутской дуги; 8 — Курило-Камчатского глубоководного желоба; 9 — западной части Алеутского глубоководного желоба. *б* — графики для: 1 — хр. Ширшова; 2 — хр. Бауэрса; 3 — банки Ямато; 4 — Южно-Охотской глубоководной впадины; 5 — Центральной Япономорской глубоководной впадины; 6 — Командорской глубоководной впадины.

ординат, график банки Ямато сдвинут в область малых глубин и положительных аномалий. Точки хребта Бауэрса также располагаются практически в области положительных значений, но на больших глубинах, чем для банки Ямато. Различия в характере графиков, по-видимому, свидетельствуют о различиях в глубинном строении этих структур и о недостатке мощности земной коры под банкой Ямато и хребтом Бауэрса, обладающими положительными аномалиями Фая до 40—80 мгЛ.

Совершенно иная картина, чем для окраинных морей и северо-западной части Тихого океана, наблюдается в пределах островных дуг и глубоководных желобов. Для этой пары сопряженных морфоструктур наблюдается отчетливая корреляция аномалий Фая с глубиной до дна моря: графики для островных дуг располагаются в области больших положительных значений силы тяжести и малых глубин моря, а графики для глубоководных желобов, наоборот, приурочены к большим глубинам моря и характеризуются значительными отрицательными аномалиями силы тяжести. Столь контрастная взаимная связь аномалий Фая и глубин до дна океана свидетельствует о том, что система островные дуги — глубоководные желоба находится в состоянии, далеком от изостатического равновесия.

В отличие от гравитационных аномалий в редукции Фая, аномалии в редукции Буге для всего земного шара обнаруживают четкую линейную

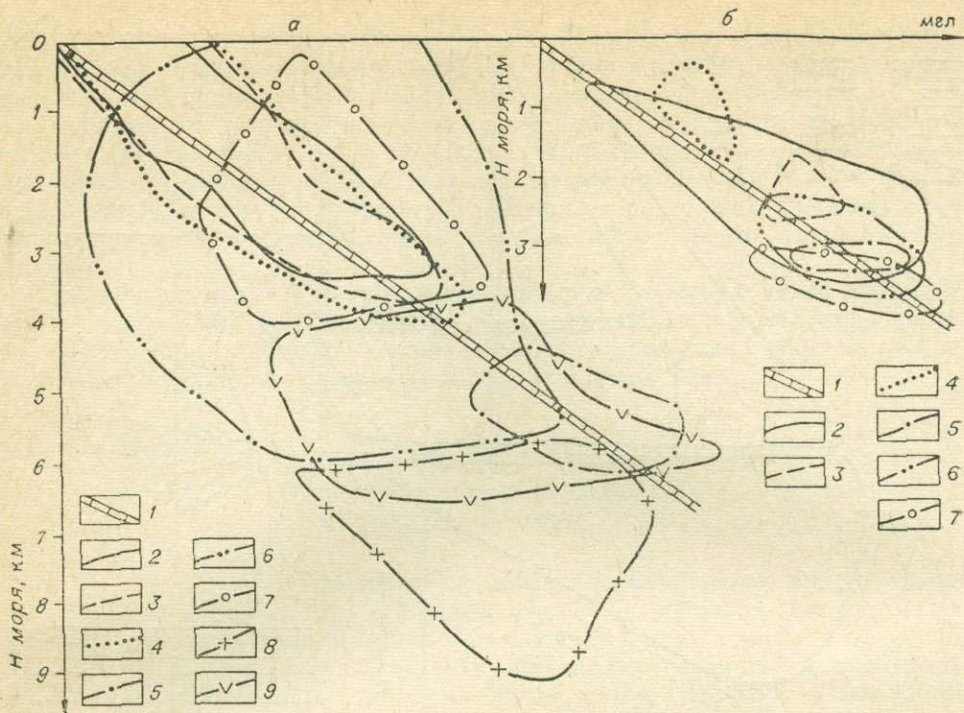


Рис. 68. Графики зависимости аномалий в редукции Буге от рельефа дна моря. Составили И. К. Туезов, Ю. А. Павлов, Г. Ф. Еремина.

*a* — графики для: 1 — всей Земли (Грушинский, 1961; Гурарий, Соловьева, 1963); 2 — Охотского моря; 3 — Японского моря; 4 — Берингова моря; 5 — ложа северо-западной части Тихого океана; 6 — Курильской дуги; 7 — западной части Алеутской дуги; 8 — Курило-Камчатского глубоководного желоба; 9 — западной части Алеутского глубоководного желоба. *б* — графики для: 1 — всей Земли (Грушинский, 1961; Гурарий, Соловьева, 1963); 2 — хр. Ширшова, 3 — хр. Бауэрса; 4 — банки Ямато; 5 — Южно-Охотской глубоководной впадины; 6 — Центральной Япониоморской глубоководной впадины; 7 — Командорской глубоководной впадины.

зависимость от рельефа: сила тяжести увеличивается по мере уменьшения высоты местности с градиентом 98 мгЛ/км и по мере увеличения глубины моря с градиентом 71 мгЛ/км (Грушинский, 1961).

Графики зависимости аномалий Буге от рельефа для описываемого региона, так же как графики  $\Delta g_{\text{Фая}} = f(H \text{ моря})$ , могут быть разделены на три группы: графики для окраинных морей, для северо-западной части Тихого океана и для системы островные дуги — глубоководные желоба (рис. 68). Графики для морей и северо-западной части Тихого океана имеют характерную общую особенность: они так же, как графики зависимости аномалий Фая от рельефа, располагаются вблизи и в основном симметрично относительно линии, соответствующей изостатическому равновесию земной коры (график по Н. П. Грушинскому, Г. З. Гурарию, И. А. Соловьевой). Отличаются они друг от друга тем, что приурочены к разным областям графика: точки для окраинных морей располагаются вблизи начала координат; точки, соответствующие океану с его большими величинами аномалий и большими глубинами до дна, дислоцируются в правом нижнем углу графика.

Графики для отдельных геоморфологических элементов ведут себя по-разному.

Для глубоководных впадин морей и хребта Ширшова они располагаются относительно кривой, соответствующей изостазии, симметрично, для хребта Бауэрса и банки Ямато — асимметрично. Они на-

ходятся выше ее и в целом соответствуют недостатку мощности земной коры или избытку плотностей верхней мантии.

Наибольший разброс точек отмечается на графиках для островных дуг и глубоководных желобов. Отклонение от линии полной компенсации по аномалии достигает 250 мгл, по глубине моря — 4 км. Точки, соответствующие глубоководным желобам, лежат ниже графика компенсации, т. е. наблюдается недостаток силы тяжести по отношению к глубине моря или большая глубина моря по сравнению с наблюдаемой аномалией силы тяжести. Точки для островных дуг и прилегающих к ним склонов глубоководных желобов размещаются по обе стороны от графика компенсации практически симметрично, однако отклонения их от последней весьма значительны и не могут быть объяснены ошибками наблюдений. В целом точки для островных дуг и глубоководных желобов образуют непрерывное облако, глубины моря в пределах которого меняются от нуля до 9000 м, а значения аномалий — от 20 до 440 мгл. Площадь графика ниже линии компенсации примерно в два раза больше его площади над этой кривой.

### ИЗОСТАТИЧЕСКИЕ АНОМАЛИИ И ГИДРОСТАТИЧЕСКОЕ ДАВЛЕНИЕ

Изостатические аномалии в пределах Японского, Охотского и западной части Берингова морей, включая их глубоководные впадины, имеют положительный знак и не превышают, как правило, первых десятков миллигал (Гайнанов и др., 1973). На фоне в общем небольших значений несколько выделяется повышенными величинами Командорская впадина. На хребте Ширшова и банке Ямато изостатические аномалии по сравнению с аномалиями в глубоководных впадинах несколько повышены. Значительные положительные аномалии величиной порядка первых сотен миллигал характерны для Курило-Камчатской и западной части Алеутской дуг. В пределах Курило-Камчатской дуги они прослеживаются вдоль Малой Курильской дуги, хребта Витязя и тихоокеанского шельфа Камчатки, на Алеутской дуге совпадают с ее осевой частью. Изостатические аномалии в пределах Японских островов имеют мозаичный характер. Их величины изменяются от отрицательных (первые десятки миллигал) до значительных положительных при простирации на востоке, согласно с ориентировкой островов, а на западе поперечном по отношению к ним. В глубоководных Японском, Курило-Камчатском и Алеутском (западная часть) желобах изостатические аномалии существенно отрицательные. Характер рассматриваемых аномалий на Сахалине таков же, как в окраинных морях. Изостатические аномалии в центральной части Камчатки отрицательные, в восточной — положительные. Для западной части Тихого океана характерны небольшие положительные аномалии.

Распределение изостатических аномалий и аномалий Фая свидетельствует о том, что в Японском, Беринговом (западная часть) морях и в Тихом океане земная кора близка к изостазии. Даже такие значительные прогибания, какие имели место в глубоководных впадинах указанных морей, заметного воздействия на изостазию не оказали. Погружение dna моря в этих впадинах, по-видимому, в значительной степени компенсировалось изменением положения границ раздела в коре и мантии и изменением плотностей слагающего их вещества. Некоторые нарушения изостазии в этих морях отмечаются лишь в пределах подводных хребтов (Ширшова, Ямато), повышенные изостатические аномалии которых свидетельствуют о том, что их земная кора недокомпенсирована, т. е. ее мощность меньше, чем должна быть при условии полной изостазии. Значительные нарушения изостазии, в отличие от окраинных морей и запад-

ной части Тихого океана, отмечаются в пределах островных дуг и глубоководных желобов. Земная кора как тех, так и других находится в недокомпенсированном состоянии. Это означает, что в пределах островных дуг (за исключением Японской) земная кора, как и земная кора подводных возвышенностей, имеет сокращенную мощность, а в глубоководных желобах ее мощность преувеличена по сравнению с требованиями изостазии (Гайпанов и др., 1973; Павлов, Юнов, 1970). В отличие от Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг земная кора Японии состоит из сложного чередования недокомпенсированных и перекомпенсированных блоков.

Закономерности, аналогичные вышеописанным, прослеживаются при анализе гидростатического давления (Гайпанов, Ушаков, 1964; Лившиц, 1965; Сычев, 1969). Средние величины давления отмечаются в Охотском море и его глубоководной впадине, на Сахалине, в прикурильской части Тихого океана, где земная кора близка к изостазии. В пределах Курильской дуги наблюдается избыток давления в среднем на 4—5 кг/см<sup>2</sup>, а в Курило-Камчатском желобе и во впадине Дерюгина — его недостаток на 4—12 кг/см<sup>2</sup>. Избыток давлений под дугой и недостаток под желобом сохраняется до глубин 100 км. Отсюда можно сделать два вывода. Первый о том, что, как и во многих районах земного шара, в изостазии совместно с земной корой участвует верхняя мантия. И второй о том, что, так же как и во многих других районах Земли, поверхность компенсации находится на глубине более 100 км. Первый вывод, по-видимому, подтверждается характером изостатических аномалий в Беринговом море, несколько повышенные значения которых по сравнению с другими морями кроме других причин, вероятно, обусловлены также повышенной плотностью верхней мантии, устанавливаемой по анализу материалов пересчета гравитационного поля в верхней полупространство. Участие верхней мантии в изостазии следует и из данных о ее плотностях под Южными Курильскими островами. Однако того разуплотнения верхней мантии, которое здесь наблюдается, недостаточно для установления равновесия, так как изостатические аномалии в пределах дуги имеют, как указывалось, положительный знак.

Подсчет мощности аномального компенсационного слоя (Гайпанов и др., 1973) в целом подтверждает описанные выше материалы по изостазии региона, но этими расчетами им, кроме того, дается количественная оценка (рис. 69). Толщина компенсационного слоя на акваториях окраинных морей колеблется от 0 до 2 км. В пределах Берингова моря она имеет такой же порядок, хотя значения изостатических аномалий там повышенные. Это, по-видимому, свидетельствует о том, что при установлении изостазии плотность верхней мантии в ряде случаев играет решающую роль. Увеличенная толщина компенсационного слоя, достигающая 2—3 км, установлена в прогибе на севере Охотского моря, что указывает на перекомпенсацию земной коры в этом районе. В Курило-Камчатской дуге и в соседнем с нею глубоководном желобе мощность аномального компенсационного слоя достигает 8—15 км.

В пределах дуги толщина земной коры недостаточна, в желобе — преувеличена. Земная кора всех подводных хребтов (Ямато, Ширшова, Бауэрса) имеет меньшую на 3—4 км мощность, чем следовало бы ей быть при условии изостазии.

Специальные исследования изостатического состояния Сахалина, Хоккайдо и прилегающих к ним акваторий провел А. А. Андреев (1970). Он указывает, что центральная часть Татарского пролива находится в перекомпенсированном состоянии. Сахалин и особенно Хоккайдо, наоборот, несколько недокомпенсированы. Большие поперечные размеры этих структур не позволяют утверждать, что недостаток мощности земной коры в их пределах обусловлен жесткостью коры. Известно, что о. Сахалин испытал значительное неотектоническое поднятие (Алексейчик и

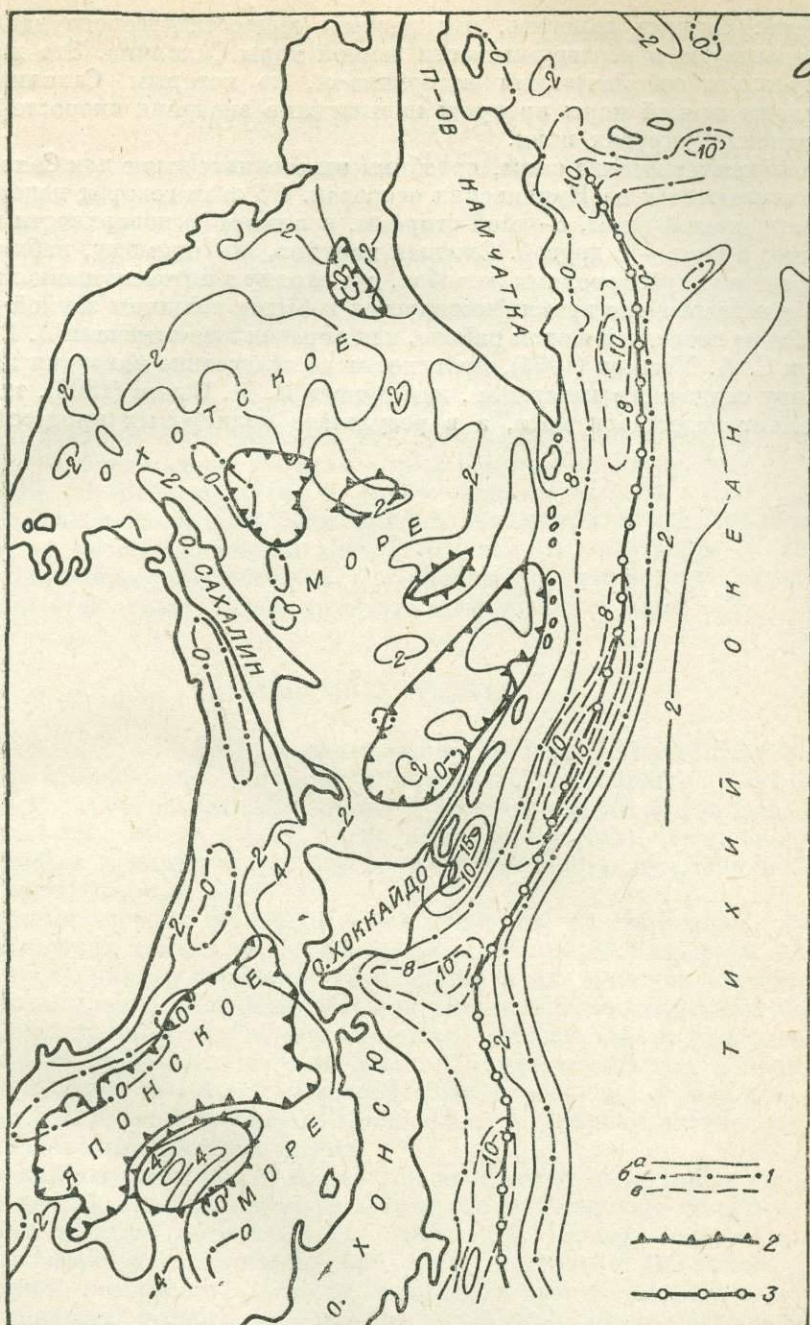


Рис. 69. Схема мощности аномального «компенсационного» слоя по Ю. А. Павлову (Гайванов и др., 1972).

1 — изолинии мощности аномального «компенсационного» слоя, мощность земной коры: а — меньше «теоретической», б — равна «теоретической», в — более «теоретической»; 2 — контуры крупных геоморфологических элементов; 3 — оси глубоководных желобов.

др., 1963). Это, в совокупности с предположением о недостатке мощности земной коры, свидетельствует о наличии в его пределах антиизостатических сил. Положительная корреляция между величиной новейших поднятий и сейсмической активностью, отмечаемая выше, также указывает на антиизостатическую направленность новейших тектонических

движений. Следует заметить, что расчеты гидростатического давления свидетельствуют о перегруженности земной коры Сахалина. Это хорошо согласуется с сейсмическими материалами, по которым Сахалину по всем слоям земной коры присущи повышенные значения скоростей распространения упругих волн.

Антиизостатические силы, подобные отмеченным выше для Сахалина, устанавливаются и на Курильских островах. Об этом говорит недостаток мощности земной коры, с одной стороны, и подъем ее поверхности в четвертичное время, — с другой. Сходная картина, по-видимому, наблюдается в пределах глубоководных желобов, где наряду с интенсивными опусканиями в четвертичное время фиксируется избыток толщины земной коры. Прогибание последней в этом районе, как справедливо отмечали А. Г. Гайнанов и С. А. Ушаков (1964), происходит не вследствие нагрузки на земную кору осадочного материала, как думает П. М. Сычев (1969), так как она вносит недостаток масс, а в результате подкорových процессов.

## МОДЕЛИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ОСНОВНЫХ ТИПОВ МОРФОСТРУКТУР

К числу основных типов морфоструктур северо-западного сектора зоны перехода отнесены шельфовые зоны, материковые склоны, глубоко-водные впадины окраинных морей, их подводные возвышенности, островные дуги и глубоководные желоба. Для полноты картины рассматриваются также аналоги последних четырех типов морфоструктур, расположенные в западной части Беринговского и северной части Филиппинского секторов. Детальная характеристика глубинного строения этих типов морфоструктур приводится в табл. 12.

### ШЕЛЬФОВЫЕ ЗОНЫ

За внешние границы шельфов в настоящем разделе приняты области их сочленения с материковыми склонами глубоководных впадин и глубоководных желобов, в связи с чем в состав шельфовых зон включены, кроме узких полос вдоль последних, также обширные пространства центральной и северной частей Охотского моря и Татарского пролива (см. рис. 1).

Общими чертами шельфовых зон являются: 1) отсутствие собственных, присущих только им особенностей в распределении геофизических полей и глубинного строения: то и другое в их пределах определяется теми структурами, к которым они примыкают; 2) сложный характер геофизических полей и глубинного строения, так как одна и та же шельфовая зона по простиранию примыкает к морфоструктурам, обладающим разнообразными полями и разнообразным строением; 3) полосовидная, за некоторыми исключениями (центральная и северная части Охотского моря, Татарский пролив), форма.

По морфологическим особенностям шельфовые зоны могут быть разделены на два подтипа: шельфы Охотского и Японского морей и тихоокеанские шельфы островных дуг (табл. 13). Шельфы первого подтипа образуют замкнутые полосы по периферии Охотского и Японского морей, на которых своеобразным флюсом выделяется шельфовая зона Охотского моря. Шельфы второго подтипа вытягиваются вдоль тихоокеанских окраин островных дуг.

### МАТЕРИКОВЫЕ СКЛОНЫ

К особенностям материковых склонов относятся: 1) вытянутая по простиранию форма; 2) градиентное распределение аномалий геофизических полей, глубин моря, мощностей земной коры и ее слоев (табл. 14, 15); 3) выклинивание гранитного слоя, срезание верхней части осадочного слоя, уменьшение мощностей базальтового слоя и в целом земной коры.

Основные особенности строения главнейших типов морфоструктур

Типы морфоструктур	Геофизические поля				Мощность компенсационного слоя, км	Мощность водного слоя, м
	аномалии силы тяжести, мгл		магнитные аномалии	тепл. поток, мккал/с·см <sup>2</sup>		
	Буге	Фая				
Шельфовые зоны	20—200	20—200	Разнообразные	0,8—2,0	—	0—500
Материковые склоны	40—280	0—(-120)	Разнообразные	0,7—2,5	—	200—8000
Глубоководные впадины	280—320	20—40	Близкие к нулевым, спокойные, небольшой протяженности	2,1—2,6	+(1—2)	3200—3500
Подводные возвышенности глубоководных впадин	120—180	80—150	Преимущественно положительные, незначительной протяженности	1,0—1,8	+4	200—3500
Островные дуги	80—160	60—120	Преимущественно положительные, интенсивные, протяженные	1,4—1,8	(-3)—(-8)	—
Глубоководные желоба	280—320	(-40)—(-240)	Разнообразные, иногда пониженные	0,7—0,9	(-6)—(-12)	7000—9600

Типы морфоструктур	Мощности слоев з. к., км							Отношение мощностей			Верхняя мантия		
	осадочный			Г. С.	Б. С.	К. К.	З. К.	О. С. З. К.	Г. С. З. К.	Б. С. З. К.	Скорости	Плотность	Сейсмичность
	В. Т.	Н. Т.	всего										
Шельфовые зоны	0—3	0—6	1—6	0—12	12—20	12—24	16—32	—	—	—	Н, З	Н, Р	З. К. до 600
Материковые склоны	0—6	0—8	2—14	0—8	8—16	8—24	12—28	—	—	—	З, Н, П	Р, Н, У	З. К. до 600
Глубоководные впадины	1,0—2,2	1,7—2,0	1,8—3,0	—	5—8	5—8	8—10	0,15— 0,33	—	0,52—0,82	П, Н	У	От подошвы коры до 600
Подводные возвышенности глубоководных впадин	1,1—3,5	1,4—5,4	2,0—7,0	5—8	6—16	10—23	17—25	0,1—0,4	0,2—0,3	0,3—0,6	?	?	Асейсмич.
Островные дуги	2—5	3—6	3—8	2—14	8—24	10—34	15—36	0,1—0,3	0,2—0,4	0,5—0,7	З	Р	З. К. до 250
Глубоководные желоба	0,7—2,0	1,0—2,0	1,7—3,5	—	4—7	4—7	7—9	0,2—0,5	—	0,5—0,8	П, Н	У	З. К. до 80

Примечание. В. Т. и Н. Т. — верхняя и нижняя толщи осадочного слоя, Г. С. — гранитный слой, Б. С. — базальтовый слой, К. К. — консолидированная кора, З. К. — земная кора; знак «+» перед мощностью «компенсационного» слоя означает перекомпенсацию З. К., знак «-» — ее недокомпенсацию; скорости в мантии: П — повышенные, Н — «нормальные» (8,0—8,2 км/с), З — заниженные; плотности в мантии: Н — «нормальные» (3,30—3,35 г/с), У — уплотнение, Р — разуплотнение; сейсмичность: З. К. — сейсмичность связана с земной корой, цифры — этаж сейсмичности в верхней мантии, км.

Геофизические поля, мощности земной коры и ее слоев шельфовых зон

Подтипы шельфовых зон	Ширина, км	Глубина моря у подножия шельфа, м	Геофизические поля		
			аномалии с. т., мгл		тепловой поток, мккал/см <sup>2</sup> с
			Буге	Фая	
I. Шельфы Охотского и Японского морей:					
а) Курильских островов и Японского моря . . . . .	10—100	200	20—140	20—80	1,2—2,0
б) северная и центральная части Охотского моря	1250	1000—1500	40—140	20—40	1,0—2,0
II. Тихоокеанские шельфы островных дуг . . . . .	25—75	200—500	80—200	80—200	0,8—1,5

Подтипы шельфовых зон	Мощности слоев, км					
	осадочный слой			Г. С.	Б. С.	З. К.
	В. Т.	Н. Т.	всего			
I. Шельфы Охотского и Японского морей:						
а) Курильских островов и Японского моря . . . . .	0,1	0—4	1—4	0—8	12—16	16—28
б) северная и центральная части Охотского моря	1—3	1—3	2—6	4—12	12—20	24—32
II. Тихоокеанские шельфы островных дуг	1—3	0—6	2—6	0—8	12—16	24—28

Примечание. В. Т. и Н. Т.—верхняя и нижняя толща осадочного слоя, Г. С.—гранитный слой, Б. С.—базальтовый слой, З. К.—земная кора.

Как и шельфовые зоны, материковые склоны по особенностям строения могут быть разделены на два подтипа: материковые склоны глубоководных впадин окраинных морей и материковые склоны глубоководных желобов. Первые из них имеют замкнутую форму и характеризуются, как правило, меньшими шириной и глубиной моря, меньшими абсолютными значениями аномалий силы тяжести и мощностей земной коры и ее слоев, а также меньшими абсолютными величинами градиентов аномалий силы тяжести в редукции Фая, мощностей осадочного слоя и его толщ. Материковые склоны второго типа не замкнуты и характеризуются соответственно бóльшими значениями перечисленных параметров. Исключением являются величины теплового потока, а также абсолютные значения его градиентов и градиентов некоторых других параметров, которые больше в материковых склонах глубоководных впадин, чем в материковых склонах глубоководных желобов.

Судить о строении верхней мантии в пределах материковых склонов из-за недостатка материалов затруднительно. Однако, исходя из ее строения в соседних структурах, можно предполагать, что под материковыми склонами она характеризуется «переходными» особенностями, например, от разуплотненной и «низкоскоростной» мантии островных дуг или мантии с «нормальными» значениями физических свойств восточных окраин Азиатского материка к уплотненной и «высокоскоростной» мантии глубоководных впадин морей и глубоководных желобов. Сейсмическая активность и этап сейсмичности выше у материковых склонов второго подтипа по сравнению с первым.

Таблица 14

## Геофизические поля, мощности земной коры и ее слоев материковых склонов

Подтип материковых склонов	Ширина, км	Глубина моря, м	Геофизические поля			Мощности слоев, км					
			аномалии с. т., мгл		тепловой поток, мккал/см <sup>2</sup> ·с	осадочный слой			Г. С.	Б. С.	З. К.
			Буге	Фая		В. Т.	Н. Т.	всего			
I. Глубоководных впадин окраинных морей	50	200—3000	От 40—140 до 220	0—40	От 1,0—1,5 до 2,5	От 0—1 до 2—4	От 2—4 до 0—2	2—4	8—0	12—8	От 20—24 до 12
II. Западных бортов глубоководных желобов	150	200—8000	100—280	(+80)—(-120)	1,5—0,7	От 4—6 до нескольких сотен метров	От 4—8 до нескольких сотен метров	От 4—14 до 1—2	8—0	16—8	От 24—28 до 12

Таблица 15

## Градиенты аномалий и мощностей слоев земной коры в пределах материковых склонов

Подтип материковых склонов	Градиенты геофизических аномалий			Градиент глубины моря, м/км	Градиент мощности слоев З. К., км/км					
	аномалии с. т., мгл/км		тепловой поток, ТПЕ/км		осадочного слоя			Г. С.	Б. С.	З. К.
	Буге	Фая			В. Т.	Н. Т.	О. С.			
I. Глубоководных впадин окраинных морей	+2,8	+0,4	+0,26	+50	+0,02	?	0,00	-0,12	-0,08	-0,24
II. Западных бортов глубоководных желобов	+1,2	-1,3	-0,05	+50	-0,04	-0,05	-0,08	-0,06	-0,06	-0,10

Примечание. ТПЕ — мккал/см<sup>2</sup>·с, знак «+» означает увеличение аномалии или мощности слоя в сторону глубоководных впадин или оси глубоководного желоба; знак «-» — их уменьшение в тех же направлениях.

## ГЛУБОКОВОДНЫЕ ВПАДИНЫ

Глубоководные впадины окраинных Восточно-Азиатских морей отличаются довольно сходными друг с другом характером геофизических полей, геологическим строением дна моря и земной коры и изостатическим состоянием (рис. 70, табл. 16, 17). Аномалии Буге и тепловые потоки в их пределах, как правило, повышены, а аномалии в редукции Фая относительно понижены. Дно моря сложено слабо уплотненными и слабо дислоцированными, рыхлыми отложениями со скоростями распространения упругих волн до 2,0 км/с. Земная кора состоит в основном из двух слоев (осадочного и базальтового), имеет небольшую мощность (7,5—10,5 км) и насыщена магнитовозмущающими телами. Она, как правило, асейсмична и находится в состоянии, близком к изостазии. Мощность водного, осадочного и базальтового слоев по отношению к толщине земной коры составляет в среднем 30, 15—30 и 50—80% соответственно. Исключением является впадина Восточно-Китайского моря, в пределах которой глубина моря и значения аномалий силы тяжести в редукции Буге по сравнению с другими впадинами занижены, а аномалии силы тяжести в редукции Фая и теплового потока, а также мощность земной коры, наоборот, повышены.

Верхняя мантия глубоководных впадин имеет более сложное строение, чем земная кора. Под большинством впадин она, как правило, уплотнена, а скорости распространения упругих волн в ее кровле по исследованиям ГСЗ имеют «нормальные» или завышенные значения. Исключение составляет Южно-Охотская впадина, скорости в кровле мантии которой меньше средних (рис. 71, табл. 18). Сейсмичность этого типа морфоструктур связана в основном с сейсмофокальной зоной, образующей, как правило, наклонный слой, который залегает под большинством из них на значительной глубине (от 150 до 600 км). Исключением являются Командорская впадина и впадина Восточно-Китайского моря, в которых ее верхняя кромка залегает непосредственно под земной корой. Командор-

Таблица 16

*Скорости в слоях земной коры, км/с*

Слой	Пониженные	«Нормальные»	Повышенные
Нижняя толща осадочного слоя . . . . .	4,5—4,9	5,0—5,4	5,5—5,6
Гранитный . . . . .	5,6—5,9	6,0—6,2	6,3—6,5
Базальтовый . . . . .	6,3—6,6	6,7—6,9	7,0—7,4
Земная кора в целом . . . . .	4,9—5,4	5,5—5,8	5,9—6,2
Поверхность М . . . . .	Менее 8,0	8,0—8,2	Более 8,2

*Примечание.* Для слоев земной коры и поверхности М — значения граничных скоростей, для земной коры в целом — средневзвешенные.

Таблица 17

*Мощности слоев земной коры и их соотношения в глубоководных впадинах окраинных морей*

Наименование	Мощности, км						Отношение мощностей			
	водный слой	осадочный слой			Г. С.	Б. С.	З. К.	О. С. З. К.	Г. С. З. К.	Б. С. З. К.
		в.	т.	Н. Т.						
Впадина Восточно-Китайского моря . . . . .	2,1	1,0	2,0	3,0	5,5	10,0	18,5	0,15	0,33	0,52
Спикоку . . . . .	4,0	0,8	1,7	2,5	—	5,0	7,5	0,33	—	0,67
Японская . . . . .	3,2	1,8	—	1,8	—	8,0	9,8	0,18	—	0,82
Южно-Охотская . . . . .	3,4	3,5	2,0	5,5	—	5,0	10,5	0,52	—	0,48
Командорская . . . . .	3,5	2,2	—	2,2	—	7,3	9,5	0,27	—	0,73

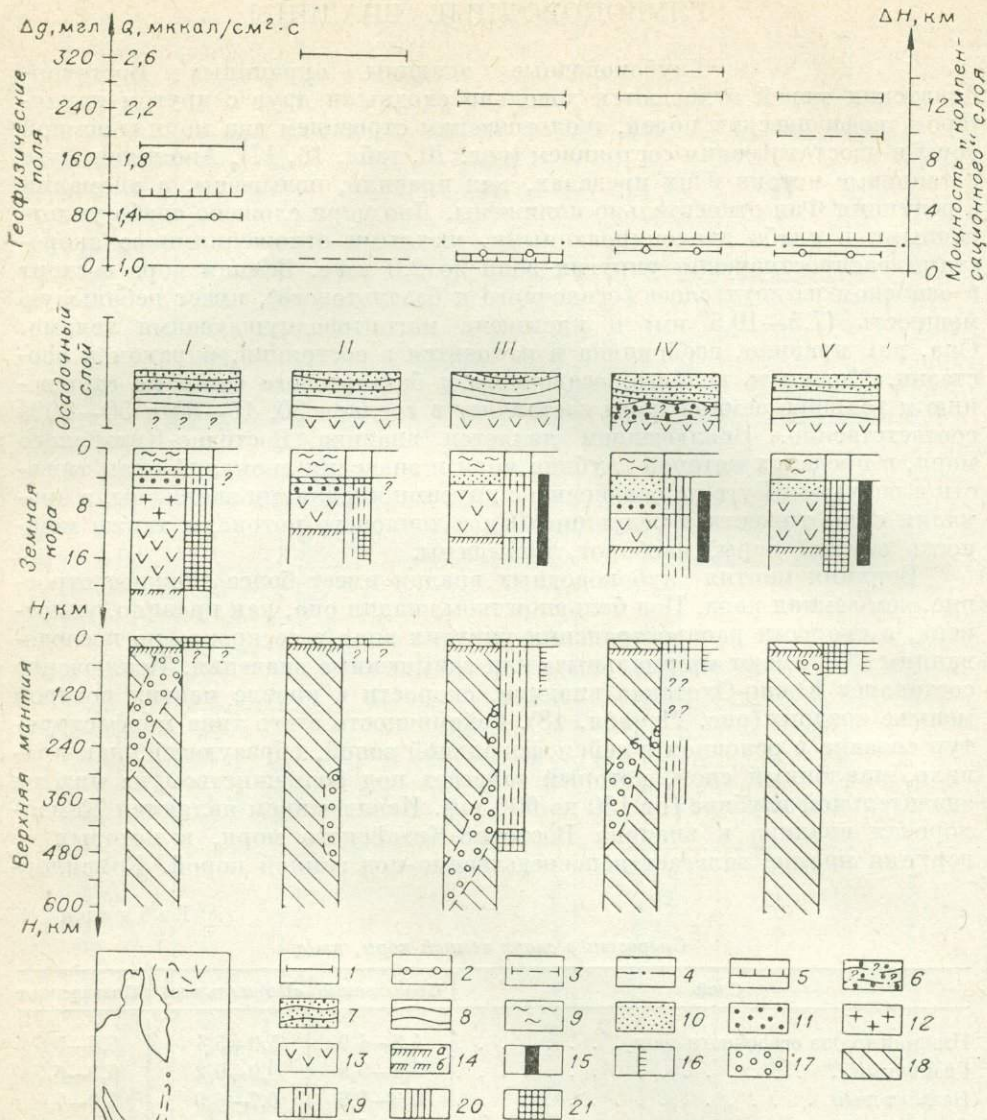


Рис. 70. Модели глубинного строения и геофизического поля глубоководных впадин Восточно-Азиатских окраинных морей. Составил И. К. Туезов.

Впадины: I — Восточно-Китайского моря, II — Сикоку, III — Японская, IV — Южно-Охотская, V — Командорская. Аномалии геофизических полей: 1, 2 — силы тяжести в редуциях Буге (1) и Фая (2); 3 — теплового потока; 4 — среднее значение теплового потока по Б. Г. Поляку и Я. Б. Смирнову (1968); 5 — мощность «компенсационного» слоя (перекompенсация). Комплексы пород: 6 — мезозойские (предполагаемые), 7 — кайнозойские, 8 — неуставленного возраста, 9 — водный слой. Слои земной коры: 10, 11 — осадочный (10 — верхняя толща, 11 — нижняя толща), 12 — гранитный, 13 — базальтовый, 14 — поверхность М (а — уверенная, б — предполагаемая); 15 — магнитоактивные тела; 16 — зоны уплотнения в верхней мантии (плотность более 3,30—3,35 г/см<sup>3</sup>); 17 — очаги землетрясений; 18 — асейсмичные участки. Скорости: 19 — пониженные, 20 — «нормальные», 21 — повышенные (см. табл. 16).

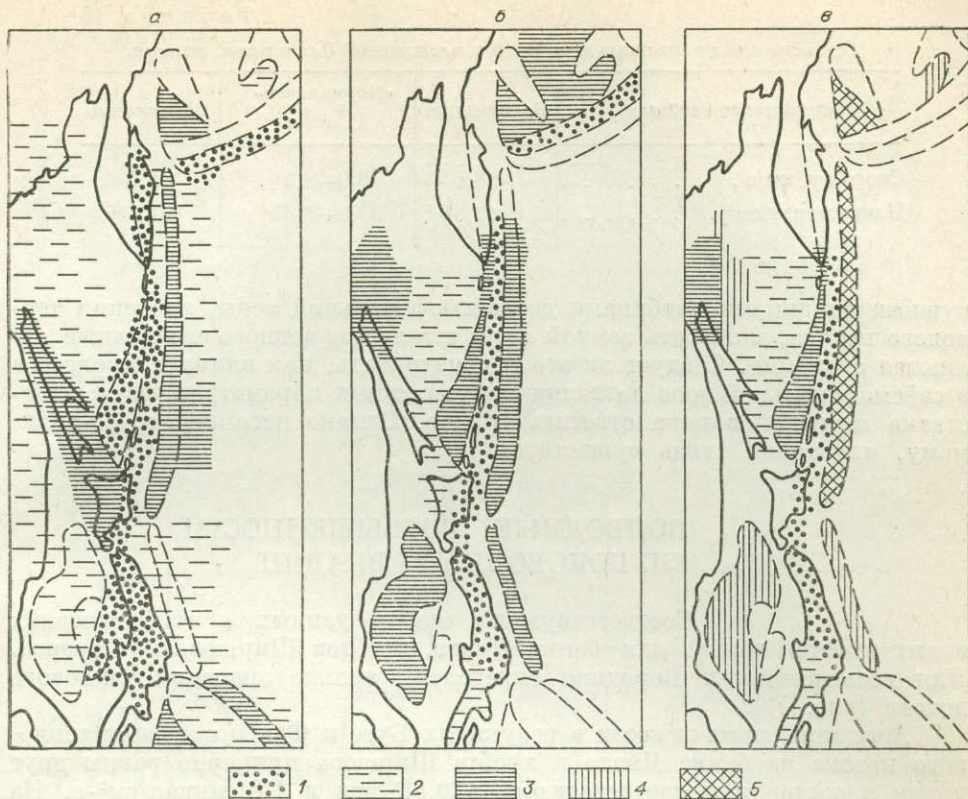


Рис. 71. Схема распределения скоростей (а) и плотностей (б) и их соотношение (в) в верхней мантии. Составил И. К. Туезов.

Условные обозначения для схем а и б. 1—3 — значения скоростей и плотностей соответственно: 1 — пониженные, 2 — «нормальные», 3 — повышенные (см. табл. 18). Условные обозначения для схемы в. 1 —  $\sigma < \sigma_H$ ,  $V < V_H$ ; 2 —  $\sigma = \sigma_H$ ,  $V = V_H$ ; 3 —  $\sigma > \sigma_H$ ,  $V < V_H$ ; 4 —  $\sigma > \sigma_H$ ,  $V = V_H$ ; 5 —  $\sigma > \sigma_H$ ,  $V > V_H$ .

ская впадина, кроме того, отличается от остальных впадин небольшой (до 50 км) глубиной проникновения сейсмофокальной зоны в верхнюю мантию. Во впадине Сикоку сейсмичность связана только с ее восточным краем, а под Южно-Охотской впадиной сейсмофокальный слой прерывается, вследствие чего мантия в ее центральной части практически асейсмична.

«Нормальные» и пониженные значения скоростей в верхней мантии Япономорской и Южно-Охотской впадин сочетаются с повышенными величинами теплового потока, а высокие скорости в мантии впадины Сикоку — с пониженными значениями теплового потока. Это закономерно, так как разогрев мантии, по-видимому, вызывает ослабление ее упругих свойств и наоборот. Однако сочетание зон уплотнения в этих впадинах (а также в Командорской) с повышенными величинами теплового потока непонятно. Можно лишь предполагать, что с глубиной уплотнение в мантии сменяется ее разуплотнением, хотя достаточных оснований для такого утверждения нет.

Во впадине Восточно-Китайского моря, характеризующейся наиболее высоким положением сейсмофокальной зоны, отмечаются максимальные величины теплового потока и мощности земной коры и минимальные глубины моря. Во впадине Сикоку, где сейсмофокальная зона наиболее удалена от дна моря, величины теплового потока и мощность земной коры наименьшие, а глубина моря максимальная. В Японской и Южно-Охотской впадинах, с их средними по сравнению с двумя преды-

Относительные значения скоростей и плотностей для верхней мантии

Физические свойства	Пониженные	«Нормальные» ( $V_H, \sigma_H$ )	Повышенные
Скорости, км/с . . . . .	<8,0	8,0—8,2	>8,2
Плотности, г/см <sup>3</sup> . . . . .	<3,30	3,30—3,35	>3,35

дущими впадинами глубинами до сейсмофокальной зоны, значения теплового потока, мощность земной коры и толщина водного слоя также являются средними. Следует ли это рассматривать, как влияние процессов в сейсмофокальной зоне на величины указанных параметров, из-за недостатка материалов пока ответить трудно. Однако несомненно, по-видимому, что такая связь существует.

### ПОДВОДНЫЕ ВОЗВЫШЕННОСТИ ГЛУБОКОВОДНЫХ ВПАДИН

Соответствующий набор данных о геофизических полях имеется только для банки Ямато, хребтов Ширшова и Бауэрса. Для возвышенности Бородино определены только значения теплового потока (рис. 72).

Аномалии силы тяжести в редукциях Буге и Фая и значения теплового потока на банке Ямато и хребте Ширшова примерно равны друг другу и составляют соответственно 120,80 мгл и 1,8 мккал/см<sup>2</sup>·с. На хребте Бауэрса величины аномалий силы тяжести больше, чем для банки Ямато и хребта Ширшова, и составляют: Буге — 180 мгл, Фая — 150 мгл, а значения теплового потока значительно ниже — около 1,0 мккал/см<sup>2</sup>·с. Мощность компенсационного слоя во всех трех возвышенностях колеблется в пределах 4 км. Как и в глубоководных впадинах, здесь отмечается перекомпенсация земной коры, однако в отличие от последних в пределах подводных возвышенностей наблюдается не недостаток ее мощности, а избыток.

Земная кора подводных возвышенностей включает в себя, как правило, все три слоя: осадочный, гранитный и базальтовый. Однако мощности слоев и их относительная роль в разрезе земной коры колеблются в весьма широких пределах (табл. 19). Наибольшим вариациям подвержена мощность осадочного (от 2 до 7 км) и базальтового (от 5,5 до 16,0 км) слоев. В соответствии с этим сильно изменяется также роль этих слоев в составе земной коры: от 8 до 40% для осадочного слоя и от 32 до 62% — для базальтового. Мощность гранитного слоя и его роль в составе земной коры сохраняются для всех возвышенностей практически неизменными (5,0—7,6 км и 25—30%). Верхняя толща осадочного слоя встречается на всех возвышенностях. Она сложена слабо уплотненными и слабо дислоцированными отложениями предположительно кайнозойского возраста. Нижняя толща этого слоя отмечается только на возвышенности Бородино и банке Ямато. В верхней части гранитного слоя на банке Ямато драгированием обнаружены верхнепалеозойско-нижнемезозойские и до-верхнепалеозойские метаморфические и интрузивные образования (Уено и др., 1972; Васильев, Шевалдин, 1972; Васильев, Маркевич, 1973). Не исключена вероятность, что и в других поднятиях гранитный слой сложен складчатыми комплексами аналогичного возраста. Распределение скоростей в земной коре изучено слабо. Имеющиеся материалы позволяют говорить о том, что они в основном являются «нормальными» и лишь на банке Ямато занижены.

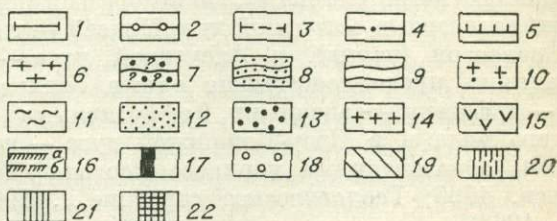
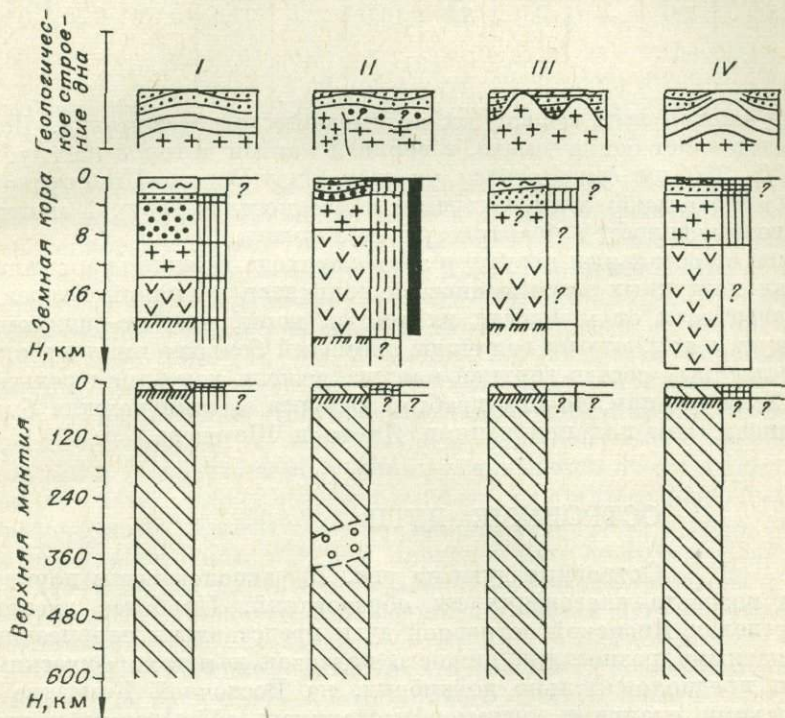
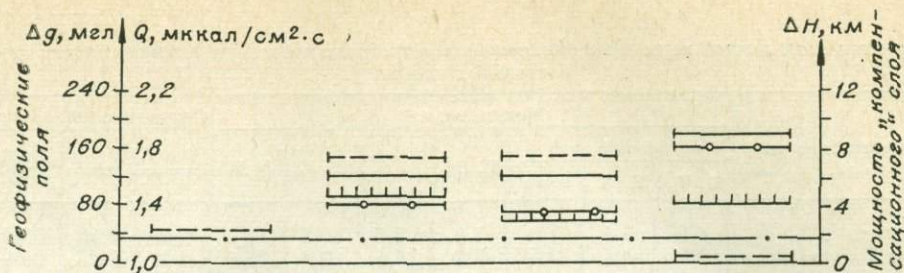


Рис. 72. Модели глубинного строения и геофизические поля подводных возвышенностей глубоководных впадин окраинных Восточно-Азиатских морей. Составил И. К. Туезов.

I — возвышенность Бородино, II — банка Ямато, III — хр. Ширшова, IV — хр. Бауэрса.  
 Аномалии геофизических полей: 1, 2 — силы тяжести в редуциях Буге (1) и Фая (2); 3 — теплового потока; 4 — среднеземное значение теплового потока по Б. Г. Поляку и Я. Б. Смирнову (1968); 5 — мощность «компенсационного» слоя (перекомпенсация); 6—10 — комплексы пород: 6 — палеозойские, 7 — мезозойские (предполагаемые), 8 — кайнозойские, 9 — неустановленного возраста, 10 — интрузивные, 11 — водный слой. Слои земной коры: 12, 13 — осадочный (12 — верхняя толща, 13 — нижняя толща), 14 — гранитный, 15 — базальтовый, 16 — поверхность М (α — уверенная, β — предполагаемая); 17 — магнитоактивные тела; 18 — очаги землетрясений; 19 — асейсмичные участки. Скорости (для слоев земной коры и поверхности М — граничные, для земной коры — средневзвешенные): 20 — пониженные, 21 — «ормальные», 22 — повышенные (см. табл. 12, 16).

Мощности слоев земной коры и их соотношения в пределах подводных возвышенностей глубоководных впадин

Возвышенность	Мощности, км							Отношение мощностей		
	осадочный слой			Г. С.	Б. С.	К. К.	З. К.	О. С. З. К.	Г. С. З. К.	Б. С. З. К.
	В. Т.	Н. Т.	всего							
Бородино . . . . .	1,6	5,4	7,0	5,0	5,5	10,5	17,5	0,40	0,28	0,32
Банка Ямато . . . . .	1,1	1,4	2,5	5,7	14,8	20,5	23,0	0,41	0,25	0,64
Хребет Ширшова . . . . .	3,5	—	3,5	?	?	15,5	20,0	0,17	?	?
Хребет Бауэрса . . . . .	2,0	—	2,0	7,6	16,0	23,6	25,6	0,08	0,30	0,62

Верхняя мантия всех подводных возвышенностей асейсмична. Исключение представляет банка Ямато, в верхней мантии которой на глубине около 300—360 км фиксируется участок Идзу-Бонино-Приморского отрезка сейсмофокальной зоны. Скорости и плотности в верхней мантии подводных возвышенностей практически не изучены.

В отличие от остальных структур зоны перехода величины аномалий силы тяжести подводных возвышенностей находятся в прямой корреляционной зависимости от мощности их земной коры, что, по-видимому, свидетельствует о том, что на величины аномалий большее влияние оказывает вещественный состав верхней мантии, нежели колебания рельефа ее кровли. Если это так, то под хребтом Бауэрса мантия должна быть более уплотнена, чем под поднятиями Ямато и Ширшова.

## ОСТРОВНЫЕ ДУГИ

Островные дуги на рис. 73 расположены в порядке уменьшения возраста слагающих их образований. Наиболее древние породы в пределах Японской островной дуги представлены терригенными и карбонатными разностями нижнего палеозоя и метаморфическими комплексами предположительно докембрия, на Восточной Камчатке — кристаллическими сланцами, метаморфизованными эффузивами и туф-фитами палеозоя, в островной дуге Нансей — глинистыми сланцами верхнего палеозоя (пермь), в Алеутской дуге — спилито-кератофировыми формациями предположительно также верхнего палеозоя, в Курильской — туфогенно-осадочными, эффузивными и осадочными сериями верхнего мела и в Идзу-Бонинской дуге — преимущественно вулканогенными образованиями верхнего неогена (Тектоника Евразии, 1966; Горячев, 1966; Геологическое строение..., 1966; Геологическое развитие..., 1968).

Мощность земной коры Восточно-Азиатских островных дуг находится в прямой зависимости от возраста наиболее древних образований этих дуг, закономерно уменьшаясь от 36—48 км в пределах Японской дуги до 15 км в Идзу-Бонинской (табл. 20, рис. 73). (На рис. 73 и в табл. 20 сведения о строении земной коры Японской дуги относятся к ее северо-восточной части.) Исключением из этой закономерности как будто является Курильская островная дуга. Вместе с тем, если учесть, что приведенные в таблице и на рисунке сведения относятся к ее восточному борту, а в пределах островной дуги мощность земной коры составляет 16 км (данные о строении земной коры непосредственно в пределах дуги помещены в табл. 20 в скобках), то нетрудно убедиться, что земная кора и этой дуги также хорошо укладывается в отмеченную закономерность.

Тесно связаны с возрастом пород островных дуг характер и мощности гранитного и базальтового слоев.

Мощности слоев земной коры и их соотношения в островных дугах

Дуга	Мощности, км							Отношение мощностей		
	осадочный слой			Г. С.	Б. С.	К. К.	З. К.	О. С.	Г. С.	Б. С.
	Н. Т.	В. Т.	всего					З. К.	З. К.	З. К.
Сев.-Вост. Япония	2,0	—	2,0	14,0	20,0	34,0	36,0	0,06	0,39	0,55
Восточная Камчатка . . . . .	3,0	5,0	8,0	12,0	16,0	28,0	36,0	0,22	0,33	0,45
Нансей . . . . .	3,5	—	3,5	9,5	17,0	26,5	30,0	0,12	0,31	0,57
Алеутская . . . . .	2,0	6,0	8,0	—	?	?	?	?	—	?
Курильская . . . . .	5,0	3,0	8,0	—	24,0	24,0	32,0	0,25	—	0,75
	(2,0)	(4,0)	(6,0)	—	(10)	(10)	(16,0)	(0,40)	—	(0,60)
Идзу-Бонинская	2,2	2,8	5,0	2,0	8,0	10,0	15,0	0,33	0,15	0,52

Гранитный слой распространен только на Восточной Камчатке и в островных дугах Японская и Нансей, где вскрываются, как указывалось, наиболее древние породы. Небольшой мощности (около 2 км) гранитный слой установлен также в Идзу-Бонинской дуге. В Курильской и Алеутской дугах этот слой отсутствует. Однако здесь развита нижняя толща осадочного сейсмического слоя, скорости в которой достигают 5,5—5,6 км/с (рис. 74), т. е. значений, близких к их величинам в гранитном слое. Если рассматривать нижнюю толщу в пределах этих островных дуг в качестве скоростного аналога гранитного слоя, то его мощность удовлетворительно согласуется с отмеченной выше закономерностью: она, как и мощность земной коры, уменьшается от островных дуг с древним возрастом пород по направлению к дугам, сложенным молодыми образованиями. Соответственно этому изменяется и роль этого слоя в составе земной коры от 39% в Японской дуге до 15% в Идзу-Бонинской.

Зависимость, аналогичную зависимостям земной коры и гранитного слоя от возраста пород, слагающих островные дуги, испытывает также базальтовый слой.

Сложное строение в островных дугах имеет осадочный слой. Однако, в отличие от гранитного и базальтового слоев и земной коры в целом его мощность и состав какой-либо определенной зависимости от возраста пород островных дуг не обнаруживают.

Интересным моментом строения земной коры островных дуг является тот факт, что скорости в ее низах в большинстве случаев занижены (не превышают в основном значений 6,3—6,6 км/с), а в нижней толще осадочного сейсмического слоя, сложенной, по-видимому, преимущественно вулканогенными уплотненными образованиями, они, как указывалось, часто завышены или, по крайней мере, близки к средним величинам (см. рис. 74).

Земная кора островных дуг в значительной степени пронизана магнитоактивными телами, глубина залегания нижних кромок которых достигает 25 км. Однако, в отличие от глубоководных впадин, в верхнюю мантию они здесь, по-видимому, не проникают.

Аномалии силы тяжести в островных дугах находятся в хорошем соответствии с мощностью земной коры: минимальные их значения отмечаются в Японской дуге, обладающей наибольшей мощностью коры и максимальные — в Идзу-Бонинской, мощность земной коры в пределах которой наименьшая. Аналогичная, но, правда, слабая зависимость отмечается для теплового потока. Земная кора островных дуг, как правило, высокосейсмична. В Курильской и Идзу-Бонинской островных дугах она недокомпенсирована, а для Японской дуги характерно сложное чередование положительных и отрицательных изостатических аномалий. Для остальных дуг изостазия земной коры не изучалась.

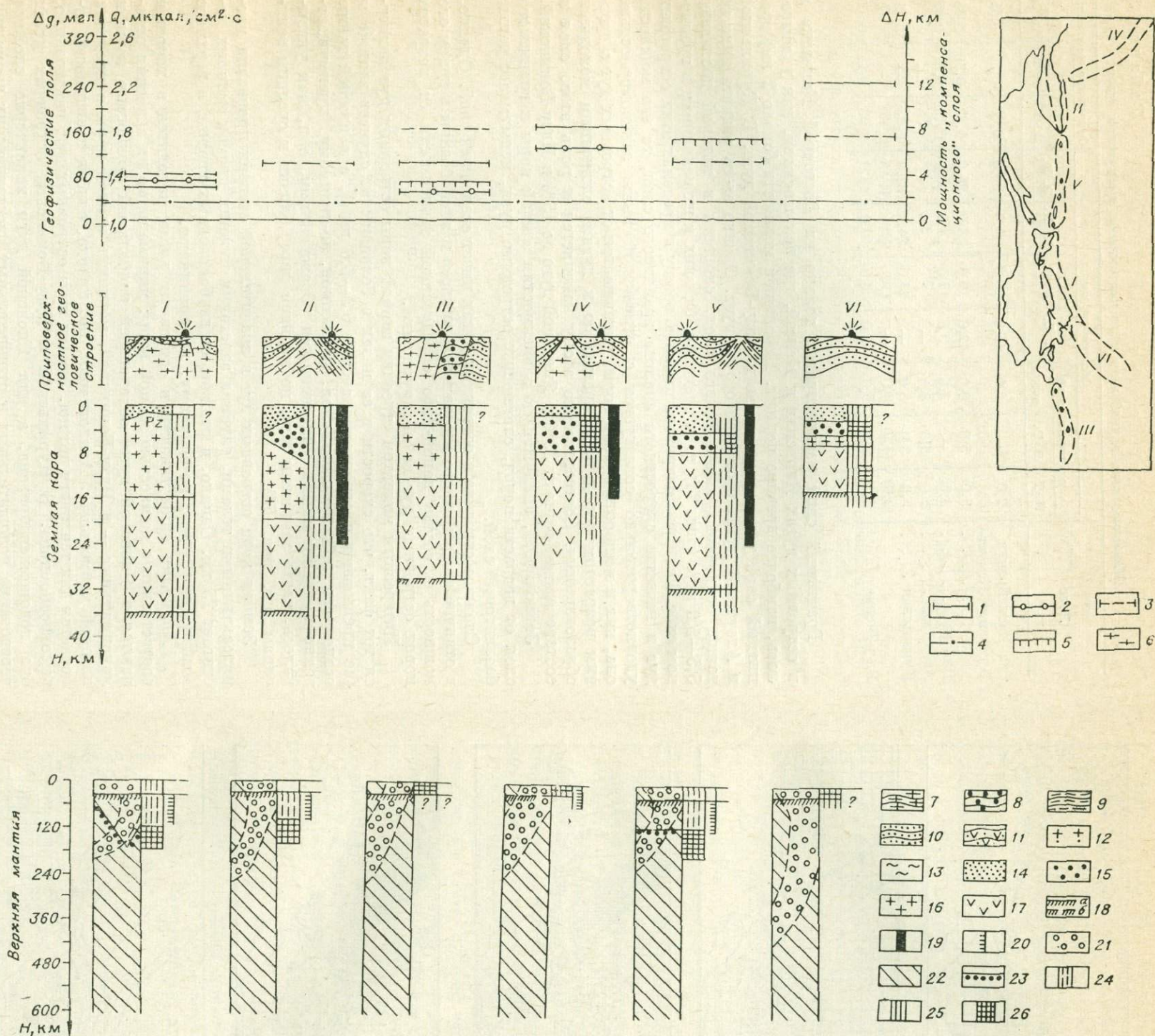
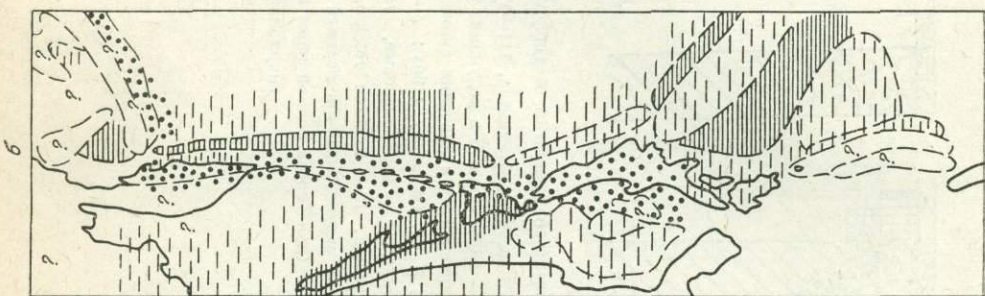
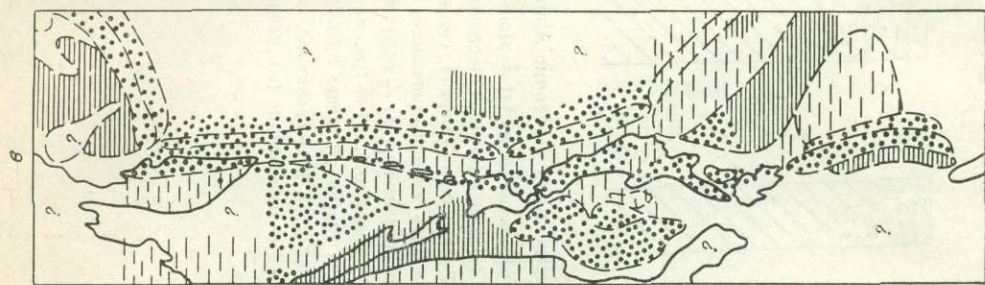
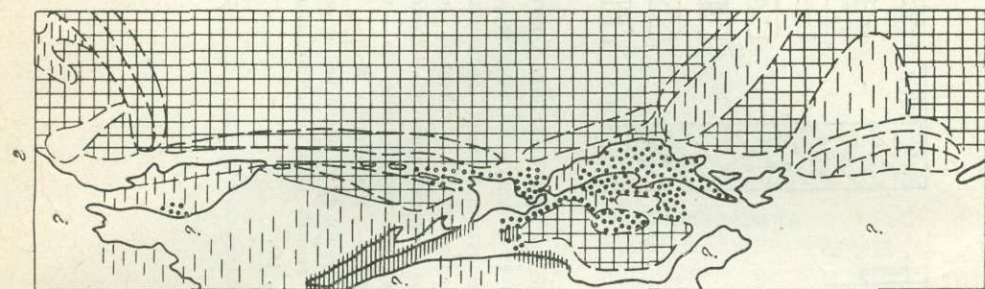
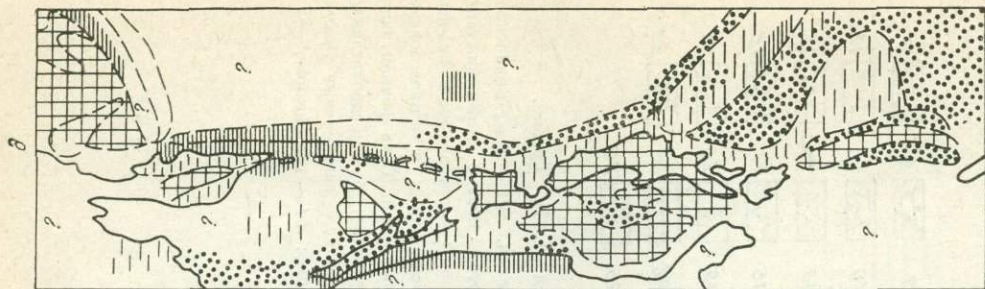


Рис. 73. Модели глубинного строения и геофизические поля Восточно-Азиатских островных дуг. Составил И. К. Туезов.

I — Японская островная дуга, II — Восточная Камчатка, III—VI — островные дуги: III — Нансей, IV — Алеутская, V — Курильская, VI — Идзу-Бонинская. Аномалии геофизических полей: 1, 2 — силы тяжести в редукциях Буге (1) и Фая (2) (для Восточной Камчатки значения аномалий Буге — первые сотни миллигал, Фая — несколько десятков; для Курильской дуги значения аномалий Буге и Фая — первые сотни миллигал); 3 — теплового потока; 4 — среднее значение теплового потока по Б. Г. Поляку и Я. Б. Смирнову (1968); 5 — мощность «компенсационного» слоя (недокомпенсация). Комплексы пород: 6 — палеозойские, 7 — мезопалеозойские, 8 — мезозойские, 9 — верхнемеловые, 10 — кайнозойские, 11 — эффузивные, 12 — интрузивные, 13 — водный слой. Слои земной коры: 14, 15 — осадочный (14 — верхняя толща, 15 — нижняя толща), 16 — гранитный, 17 — базальтовый, 18 — поверхность М (а — уверенная, б — предполагаемая), 19 — магнитоактивные тела, 20 — зоны разуплотнения в верхней мантии (плотность менее 3,30—3,35 г/см<sup>3</sup>); 21 — очаги землетрясений, 22 — асейсмичные участки, 23 — токопроводящие слои. Скорости (для слоев земной коры и поверхности М — граничные, для земной коры — средневзвешенные): 24 — пониженные, 25 — «нормальные», 26 — повышенные (см. табл. 16, 18).



Поверхность М в островных дугах в большинстве случаев менее четкая, чем в глубоководных впадинах.

Верхняя мантия островных дуг до глубин примерно 250 км, как и земная кора, характеризуется сложным строением (Туезов, Тараканов, 1966). Наиболее крупной ее неоднородностью здесь является фокальная зона землетрясений, верхняя кромка которой смыкается с очагами землетрясений в земной коре, а нижняя простирается в мантию до глубины в основном 250 км, а в Идзу-Бонинской — до 400 км. В ее составе в Курильской и Японской островных дугах прослежены астеносферные и токопроводящие слои. Скорости распространения упругих волн в верхах мантии, как и в земной коре, в основном занижены. Эти же части мантии характеризуются разуплотнением.

В целом для островных дуг достаточно четко устанавливается обратная зависимость между величинами теплового потока, с одной стороны, и значениями плотностей и скоростей в верхней мантии, с другой стороны: тепловой поток относительно среднеземного в их пределах повышен, а плотности и скорости понижены. При анализе рассматриваемые зависимости для отдельных островных дуг из-за недостатка материалов получаются менее определенными и нередко противоречивыми, хотя в общих чертах как будто намечается та же закономерность, что и в целом для всех островных дуг. Так, относительные максимумы теплового потока тяготеют к Восточной Камчатке и Южным Курильским островам. Здесь же отмечаются наименьшие по сравнению с остальными островными дугами значения плотностей и скоростей в верхней мантии. И, наоборот, на северном фланге Курильской дуги, где тепловой поток по сравнению с Восточной Камчаткой и Южными Курильскими островами понижен, скорости в верхней мантии относительно этих же районов несколько повышены.

Связь приповерхностной и глубинной структур в пределах островных дуг проявляется и в региональных особенностях их строения, особенно четко устанавливаемых в Японской и Курильской дугах. Так, по внутренней зоне Юго-Западной Японии верхняя мантия характеризуется «нормальными» значениями плотностей и скоростей распространения упругих волн. «Нормальные» величины скоростей упругих волн свойственны также нижней части ее земной коры. Аномалии силы тяжести в редукции Буге здесь достигают отрицательных значений. Приповерхностная часть разреза земной коры сложена в основном докембрийскими и палеозойскими образованиями. Более молодые породы представлены относительно слабо. Современный вулканизм отсутствует (Тектоника Евразии, 1966).

В Северо-Восточной Японии верхняя мантия разуплотнена и имеет пониженные скорости распространения упругих волн, которые свойственны также нижней части земной коры. В земной коре Северо-Восточной Японии по сравнению с внутренней зоной ее юго-западной части прослеживаются больше сейсмических горизонтов. Аномалии силы тяжести в редукции Буге положительны и достигают в среднем 60—100 мгл. Докембрийские образования не выделяются, а послепалеозойские распространены шире, чем во внутренней зоне ее юго-западной части. Весьма активен здесь современный вулканизм. Значительно больше также мел-

Рис. 74. Схемы граничных скоростей (км/с). Составил И. К. Туезов.

*a* — обзорная карта, *b* — поверхность М, *в* — базальтовый слой, *г* — гранитный слой, *д* — нижняя толща осадочного слоя. Районы со значениями скоростей (см. табл. 17): 1 — пониженными, 2 — «нормальными», 3 — повышенными, 4 — районы отсутствия толщ, слои, 5 — данные о скоростях отсутствуют. Названия основных геоморфологических элементов. Глубоководные впадины: 1 — Восточно-Китайского моря, 2 — Сикоку, 3 — Центральная Японская, 4 — Хонсю, 5 — Южно-Охотская, 6 — Командорская. Подводные возвышенности: 7 — Бородино, 8 — Ямато, 9 — Ширшова, 10 — Бауэрса. Островные дуги: 11 — Нансей, 12 — Идзу-Бонинская, 13 — Японская, 14 — Курильская, 15 — Алеутская. Глубоководные желоба: 16 — Нансей, 17 — Идзу-Бонинский, 18 — Японский, 19 — Курило-Камчатский, 20 — Алеутский.

кофокусных землетрясений и землетрясений с промежуточной глубиной очага (см. рис. 20, 21). Изложенное выше характеризует внутреннюю зону Юго-Западной Японии как стабилизированный в тектоническом отношении район, а Северо-Восточную, наоборот, как активный. Эти различия тектонических режимов (Тектоника Евразии, 1966; Геологическое развитие..., 1968), по-видимому, определяют и различия в связях приповерхностного и глубинного строения той и другой частей Японии.

Столь же отчетливо связь глубинного строения с приповерхностным проявляется в Курильской островной дуге. В ее средней части по сравнению с флангами отмечается резкий подъем токопроводящего слоя верхней мантии до глубин в несколько десятков километров, снижение сейсмической активности и усиление вулканической деятельности, повышение до  $2,0 \text{ мккал/см}^2 \cdot \text{с}$  теплового потока и возрастание значений аномалий силы тяжести, сокращение мощности земной коры и ее слоев. Здесь же значительно уменьшается мощность верхнеэоценовых отложений. На флангах дуги глубина до слоя высокой проводимости верхней мантии составляет  $100\text{--}130 \text{ км}$ , сейсмическая активность повышена, а вулканическая понижена, тепловой поток не превышает  $1,5 \text{ мккал/см}^2 \cdot \text{с}$ , значения аномалий силы тяжести понижены, мощности земной коры, ее слоев и в том числе верхнеэоценовых отложений больше, чем в средней ее части, в  $2\text{--}3$  раза. Сказанное выше свидетельствует о том, что изменения приповерхностного строения в пределах Курильской дуги, как и в Японской, тесно связаны с изменениями ее глубинного строения.

## ГЛУБОКОВОДНЫЕ ЖЕЛОБА

Геофизические поля, земная кора и верхняя мантия глубоководных желобов, так же как глубоководных впадин, имеют довольно простое и однообразное строение (рис. 75).

Значения аномалий силы тяжести в редукции Буге в глубоководных желобах колеблются от  $280$  до  $320 \text{ мгл}$ , а теплового потока — от  $0,70$  до  $0,95 \text{ мккал/см}^2 \cdot \text{с}$ , т. е. его величина значительно меньше среднеземного значения. Абсолютные величины аномалий силы тяжести в редукции Фая и мощности «компенсационного» слоя закономерно уменьшаются от Курило-Камчатского желоба к желобу Нансей от  $-240 \text{ мгл}$  и  $-13 \text{ м}$  до  $-30 \text{ мгл}$  и  $-6 \text{ м}$  соответственно. Отрицательный знак у мощности «компенсационного» слоя означает, что земная кора глубоководных желобов (в пределах их бортов, обращенных к островным дугам) недокомпенсирована, т. е. ее мощность больше, чем требуется для изостазии.

Глубина моря в глубоководных желобах изменяется в среднем от  $7500$  до  $9500 \text{ м}$  (табл. 21). По толщине водный слой приближается к мощности земной коры и в ряде случаев превышает ее.

Мощность земной коры глубоководных желобов, состоящей из осадочного и базальтового слоев, изменяется от  $6,8$  до  $9,0 \text{ км}$ . Наибольшая мощность осадочного слоя характерна для Идзу-Бонинского и Нансей желобов и наименьшая — для Курило-Камчатского. Почти во всех желобах, за исключением Алеутского, он состоит из его верхней и нижней толщ. В большинстве случаев несколько больше мощность нижней толщи, которая по аналогии с океаном, по-видимому, может также называться вторым океаническим слоем. Базальтовый слой составляет от  $52$  до  $80\%$  мощности земной коры, тогда как доля осадочного слоя в земной коре изменяется от  $20$  до  $48\%$ .

Значения аномалий силы тяжести в редукции Буге находятся в хорошем соответствии с мощностью земной коры: они больше в Алеутском желобе, характеризующемся сокращенной мощностью коры, и меньше в остальных желобах, толщина земной коры которых возрастает.

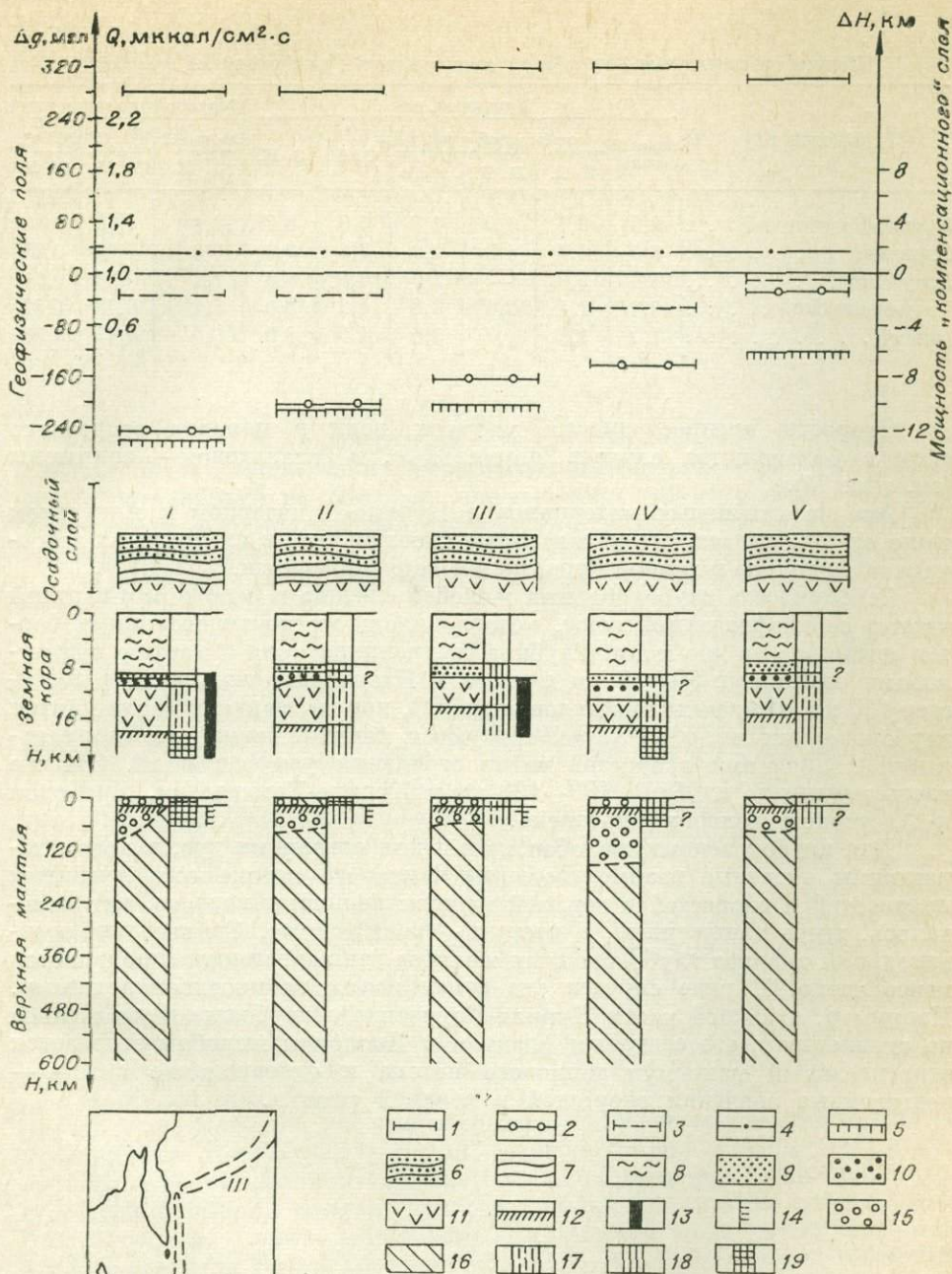


Рис. 75. Модели глубинного строения и геофизические поля глубоководных желобов на северо-западе Тихого океана. Составил И. К. Тузов.

Глубоководные желоба: I — Курило-Камчатский, II — Японский, III — Алеутский, IV — Идзу-Бонинский, V — Нансей. Аномалии геофизических полей: 1, 2 — силы тяжести в редуциях Буге (1) и Фая (2); 3 — теплового потока; 4 — среднее значение теплового потока по Б. Г. Поляку и Я. Б. Смирнову (1968); 5 — мощность «компенсационного» слоя (недокомпенсация). Комплексы пород: 6 — кайнозойские, 7 — неустоявшегося возраста; 8 — водный слой. Слои земной коры: 9, 10 — осадочный (9 — верхняя толща, 10 — нижняя толща), 11 — базальтовый, 12 — поверхность М; 13 — магнитоактивные тела; 14 — зоны уплотнения в верхней мантии (плотность более 3,30–3,35 г/см<sup>3</sup>); 15 — очаги землетрясений, 16 — асейсмичные участки. Строгости (для слоев земной коры и поверхности М — граничные, для земной коры — средневзвешенные): 17 — пониженные, 18 — «нормальные», 19 — повышенные (см. табл. 16).

Мощности слоев земной коры и их соотношения в глубоководных желобах

Желоб	Мощности, км						Соотношение мощностей		
	водный слой	осадочный слой			О. С.	З. К.	водный З. К.	О. С. З. К.	Б. С. З. К.
		В. Т.	Н. Т.	всего					
Курило-Камчатский . . . . .	9,5	0,7	1,0	1,7	7,0	8,7	1,1	0,20	0,80
Японский . . . . .	8,0	0,7	1,3	2,0	7,0	9,0	0,9	0,22	0,78
Алеутский . . . . .	7,8	2,0	—	2,0	4,8	6,8	1,1	0,29	0,71
Идзу-Бонинский . . . . .	9,3	1,4	2,4	3,8	4,2	8,0	1,1	0,48	0,52
Нансей . . . . .	7,0	1,8	1,7	3,5	4,5	8,0	0,9	0,44	0,56

Скорости распространения упругих волн в породах осадочного слоя в большинстве случаев нормальные, в базальтовом — занижены (см. рис. 74).

Анализ магнитных материалов в Курило-Камчатском и Алеутском желобах показывает, что магнитовозмущающие тела в их пределах встречаются не только в земной коре, но и в верхней мантии.

Сейсмичность глубоководных желобов связана в основном с верхней частью сейсмофокальной зоны, которая вдоль их континентальных бортов «выходит» на дно моря. Глубина ее проникновения в мантию под желобами составляет 50—80 км и лишь в Идзу-Бонинском желобе достигает 150 км. По данным исследований ГСЗ, породы верхней части мантии глубоководных желобов характеризуются повышенными или «нормальными» величинами скоростей распространения упругих волн. Эта же часть мантии до глубины 100—120 км в Курило-Камчатском, Японском и Алеутском желобах уплотнена.

Для глубоководных желобов, как и для островных дуг, в целом характерны обратные взаимоотношения теплового потока со значениями плотностей и скоростей в верхней мантии: величины первого, как отмечалось, здесь заниженные, а вторых — повышенные. Однако при сравнительном анализе глубоководных желобов эта зависимость проявляется менее четко. В ряде случаев эти связи являются противоположными. Например, в южной части Курило-Камчатского глубоководного желоба по сравнению с его северным флангом и Японским желобом отмечается относительный максимум теплового потока и одновременно с ним — повышенные значения скоростей в верхней мантии.

## ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Прежде чем обсуждать вопросы тектонического районирования территории северо-западного сектора зоны перехода, коротко остановимся на проблеме продолжения структур островной суши зоны перехода и прилегающей к ней части Азиатского материка в пределы окраинных морей.

### О ПРОДОЛЖЕНИИ СТРУКТУР СУШИ В МОРЕ

Вопрос о продолжении структур суши в Охотское и Японское моря из-за недостатка материалов или из-за их неравнозначности по разные стороны от береговой черты очень сложный. Для его решения могут быть использованы данные геологических, гравиметрических, магнитометрических и сейсмических исследований. Геологическими методами достаточно детально исследованы участки островной и материковой суши и почти совершенно не изучено дно морей. Сейсмическими методами, наоборот, более полно исследованы моря и плохо суша. Изученность суши и моря гравиметрическими и магнитометрическими исследованиями в целом довольно полная и примерно равнозначная, однако здесь появляются значительные осложнения при прослеживании аномалий через шельфовые зоны, которые по методическим причинам при проведении этих работ изучаются, как правило, недостаточно.

Наиболее эффективно вопрос о продолжении структур суши в море изучен в тех районах, где они пересекаются береговой чертой вкrest их простирания. С этой точки зрения, а также с точки зрения задач тектонического районирования Охотского и Японского морей, наиболее важным представляется решение вопроса о продолжении в их пределы Монголо-Охотской, Сихотэ-Алиньской, Сахалинской складчатых областей, а также структур Корейского полуострова, о. Хоккайдо и п-ова Камчатка.

Магнитометрические исследования на участке возможного продолжения в море Монголо-Охотской палеозойской складчатой области не проводились (см. рис. 17). Аномалии силы тяжести в районе Шантарских островов и в узкой полосе на протяжении примерно 500 км к северо-востоку от них, так же как и в пределах Монголо-Охотской области, относительно понижены. Минимум силы тяжести сопровождается увеличением мощностей земной коры, а также ее гранитного и базальтового слоев (см. рис. 45, 46, 47). При этом прогиб земной коры прослеживается в море значительно дальше, чем минимум силы тяжести. Эти материалы позволяют, по-видимому, говорить о том, что палеозойские складчатые комплексы Монголо-Охотской складчатой области продолжают в Охотское море по крайней мере на 500 км, а вполне вероятно, и значительно дальше.

На севере Сихотэ-Алиньской мезозойской складчатой области фиксируется относительный максимум силы тяжести. Здесь же можно предполагать сокращение мощности земной коры и ее слоев относительно соседних с запада и востока складчатых систем. Такое поле силы тяжести и такое строение земной коры отмечается к северу от береговой черты на протяжении не более 200—300 км, что, очевидно, указывает на то, что Сихотэ-Алиньская складчатая область, в отличие от Монголо-Охотской, при погружении в море быстро затухает.

Интересной особенностью магнитного поля северо-западной части Охотского моря является наличие протяженной полосы положительных аномалий, продолжающих сюда аномалии Восточно-Сихотэ-Алиньского вулканического пояса. Это позволяет выдвигать предположение о том, что Восточно-Сихотэ-Алиньский вулканический пояс не заканчивается на суше, а продолжается далеко в море.

На северном продолжении Сахалинской кайнозойской складчатой области фиксируются относительный минимум силы тяжести, увеличение мощности земной коры и базальтового слоя. Однако в строении гранитного слоя и, что особенно важно, в строении осадочного слоя и его толщ (см. рис. 27, 29, 44, 45) эти особенности поля силы тяжести, земной коры и базальтового слоя никакого отражения не находят. В связи с этим, очевидно, следует полагать, что по крайней мере кайнозойские структуры Сахалина далеко на север не продолжают.

О простирании структур суши в Японском море наиболее полное представление можно составить на основании анализа гравиметрических и магнитометрических материалов. Максимум и минимум силы тяжести, соответствующие массиву Китаками и прогибу Уэтцу о. Хонсю, через западную часть о. Хоккайдо прослеживаются в пределы подводного плато, расположенного в этой части Японского моря. Здесь же зарегистрированы субмеридиональные магнитные аномалии, ориентированные торцом к береговой черте о. Хоккайдо и, очевидно, фиксирующие местоположение структур, простирающихся сюда с о. Хонсю через западную часть о. Хоккайдо.

Для прослеживания структур Сихотэ-Алиня в Японском море к югу от Владивостока проведена специальная гидромагнитная съемка с расстоянием между профилями 10—15 км, по материалам которой было установлено, что магнитные аномалии «Сихотэ-Алиньского» типа простираются в море до подножия материкового склона (см. рис. 18).

О продолжении структур п-ова Корея в Японском море говорят магнитные аномалии, ориентированные, как и структуры полуострова, под прямым углом по отношению к берегу. Они, так же как и аномалии к югу от Сихотэ-Алиня, простираются до подножия материкового уступа.

По данным Б. И. Васильева и Ю. В. Шевалдина (1972), магнитные аномалии на участке между возвышенностью Ямато и о. Хонсю постепенно изменяют свое простирание от северо-восточного на северном хребте возвышенности до западного вблизи п-ова Ното, о. Хонсю, что, с точки зрения этих исследователей, указывает на связь структур банки Ямато со структурами о. Хонсю.

Судя по поведению гравитационных и магнитных аномалий, далеко в море вдоль тихоокеанского шельфа северо-восточной части о. Хонсю простираются структуры о. Хоккайдо.

Весьма интересные материалы о продолжении структур суши в море были получены при аэромагнитной съемке к востоку от Южной Камчатки (Соловьев, 1961; Гайнанов, Соловьев, 1963), уточненные впоследствии гидромагнитными исследованиями (Воробьев, 1970). На юге Восточной Камчатки выделяется серия наложенных структур (Начикинский грабен и др.), расположенных по отношению к остальным складчатым образованиям полуострова и к береговой черте под значительным углом. С ними совпадают магнитные аномалии, которые не затухают при выходе на

шельф, а продолжают на восток, пересекают глубоководный желоб и простираются вдоль возвышенности Обручева, расположенной уже в пределах Тихого океана. Следует отметить, что такие же факты пересечения магнитными аномалиями Алеутского глубоководного желоба отмечаются к югу от о. Кыска Алеутской гряды и Японского желоба к востоку от северо-восточной части о. Хонсю (см. рис. 17).

## ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Существует много схем тектонического районирования северо-западного сектора зоны перехода и особенно его охотоморской части, составленных Л. И. Красным (1957); Г. М. Власовым (Геологическое строение СССР, 1958); Е. М. Рудичем (1962); С. Н. Алексичком и др. (1963); Б. А. Петрушевским (1964); Н. А. Беляевским, А. А. Борисовым (1964); П. Н. Кропоткиным, К. А. Шахварстовой (1965); А. П. Милашиным (Вартанов и др., 1965); А. В. Журавлевым и др. (1968); А. Л. Яншиным и др. (Тектоника Евразии, 1966); М. С. Марковым и др. (1967); Т. Н. Спижарским (Геологическое строение СССР, 1968); В. М. Чиковым и др. (1970); Ю. М. Пушаровским, Г. Б. Удинцевым (Тектоническая карта Тихоокеанского сегмента Земли, 1970) и др. Большинство этих ученых признается существование в Охотском море массива древних пород, платформы или плиты, часто, правда, без указания на схему времени его консолидации. Исключением являются представления М. С. Маркова и др. (1967), которые продолжают сюда складчатые системы Сихотэ-Алиня, Хоккайдо и Западной Камчатки. Наличие суши в течение большей части палеозоя и мезозоя предполагается на месте Японского моря (Рудич, 1962; Геологическое развитие Японских островов, 1968; Берсенева,

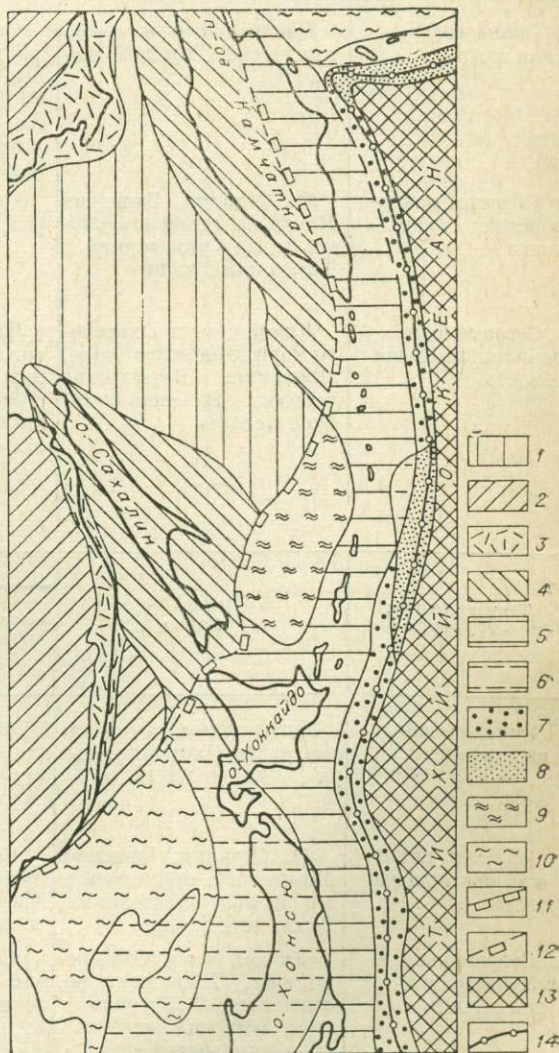


Рис. 76. Тектоническая схема. Составил И. К. Туезов.

1 — эпипалеозойская плита; 2 — мезозойские складчатые области; 3 — вулканические пояса (Сг — N); 4 — кайнозойские складчатые области; современная геосинклинальная область; 5, 6 — геосинклинальные зоны, сложенные породами: 5 — мезокайнозой, 6 — преимущественно кайнозой и местами (в Японии) мезозой; 7, 8 — геосинклинальные трюги, сложенные породами: 7 — мезокайнозой, 8 — кайнозой; 9, 10 — геосинклинальные котловины, сложенные породами: 9 — мезокайнозой, 10 — кайнозой; 11, 12 — западная граница области; 11 — установленная, 12 — предполагаемая; 13 — талассократон Тихого океана; 14 — оси глубоководных желобов.

1972; и др.). Между Охотоморским и Япономорским массивами обычно размещают кайнозойские складчатые системы. В районах, прилегающих к Охотоморскому массиву, часто показываются мезозойские и в отдельных случаях (Красный, 1957) палеозойские складчатые образования. В одной из своих последних работ Л. И. Красный (1972) на территории северо-западного сектора зоны перехода предполагает наличие трех геоблоков: Ниппонского, Охотского и Беринговского, которые разделены разломами, хорошо выражены в геофизических полях и характеризуются различным строением земной коры.

О тектонической природе островных дуг, глубоководных желобов и глубоководных впадин окраинных морей ученые спорят давно. Одни исследователи (Н. П. Васильковский (1960, 1962); Л. И. Красный (Гео-

логическое строение северо-западной части..., 1966); П. Н. Кропоткин, К. А. Шахварстова (1965); А. Л. Яншин и др. (Тектоника Евразии, 1966); М. С. Марков и др. (1967); К. Ф. Сергеев (1970а, б); Ю. М. Пуцаровский, Г. Б. Удинцев (Тектоническая карта..., 1970); К. В. Боголепов, В. М. Чиков (доклад на IX сессии Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока, 1972 г.) и др.), учитывая активные проявления современного вулканизма и сейсмичности, значительные вертикальные перемещения, сопровождающиеся интенсивным осадконакоплением, характерные линейные формы рельефа и другие признаки, относят их к числу современных геосинклиналей или к областям незавершенного кайнозойского цикла развития. С. Н. Алексейчик (1967) и Б. А. Петрушевский (1964) к современной геосинклинали относят почти полностью Охотский и Япон-

Характеристика строения

Тектоническая структура	Район	Геофизические	
		аномалии силы тяжести в редукции Буге	аномалии магнитного поля
Эпипалеозойская плита	Центральные и северные части Охотского моря	Изометричные, иногда разноориентированные аномалии с небольшими амплитудами (20—60 мгл) и небольшими градиентами (0,2—0,5 мгл/км)	Разноориентированные мозаичные с небольшой амплитудой
Области кайнозойской складчатости	О. Сахалин, Западная Камчатка с прилегающими к ним акваториями, Татарский пролив	Протяженные, субпараллельные	Преимущественно спокойное отрицательное поле
Современная геосинклинальная область	Южная часть Охотского моря, Японское море, Японские, Курильские острова, их тихоокеанские шельфы	Протяженные, субпараллельные аномалии с большими амплитудами (100—200 мгл) и большими градиентами (1,0—1,6 мгл/км)	Разноориентированные, в том числе протяженные, положительные и спокойные, близкие к нормальным

Тектоническая структура	Район	Осадочный слой (Mz—Kz)	
		соотношения мощностей кайнозойских и мезозойских отложений	магнитоактивные тела
Эпипалеозойская плита	Центральные и северные части Охотского моря	Резкие несоответствия мощностей в ряде случаев простирающихся структур	Встречаются в нижней толще, в верхней отсутствуют
Области кайнозойской складчатости	О. Сахалин, Западная Камчатка с прилегающими к ним акваториями, Татарский пролив	Совпадают простирающиеся осей структур, но часто смещены их оси вплоть до инверсии	Насыщен
Современная геосинклинальная область	Южная часть Охотского моря, Японское море, Японские, Курильские острова, их Тихоокеанские шельфы	Совпадают простирающиеся структур, но часто смещены их оси вплоть до инверсии	Насыщен

Таблица 22

тектонических зон

поля			Осадочный слой (Mz—Kz)			
тепловой поток, мккал/см <sup>2</sup> с	изостазия земной коры	сейсмичность	мощность, км			морфология структур
			верхняя толща (Kz)	нижняя толща (Mz)	всего	
1,60	Близка к изостазии	Практически асейсмична	1—3	0—4	2—6	Изометричные в центральной части моря, вытянутые по периферии
1,0	Близка к изостазии	Умеренная	До 5—6	До 6	До 10—12	Протяженные
0,7—3,0	За некоторым исключением, резко нарушена	За некоторым исключением высоко сейсмична	До 2—6	До 6—8	До 8—15	Преимущественно линейные

Продолжение табл. 22

Консолидированная кора						
гранитный слой				базальтовый слой		
мощность, км	морфология структур	скорость, км/с	магнитоактивные тела	мощность, км	морфология структур	скорость, км/с
4—12	Изометричные	Н	Насыщен	8—28	Изометричные	3, Н
16 **	Вытянутые **	П **	Насыщен	8—16 **	Вытянутые **	П **
0—20	Вытянутые *	3 *	? *	4—24	Вытянутые **	3, Н

Тектоническая структура	Район	Базальтовый слой магнитоактивные тела	Земная кора	
			мощность, км	морфология структур
Эпипалеозойская плита	Центральные и северные части Охотского моря	Встречаются в верхней части слоя, в нижней отсутствуют	20—28	Изометричные
Области кайнозойской складчатости	О. Сахалин, Западная Камчатка с прилегающими к ним акваториями, Татарский пролив	То же	36	Вытянутые **
Современная геосинклинальная область	Южная часть Охотского моря, Японское море, Японские, Курильские острова, их Тихоокеанские шельфы	Насыщен	8—44	Вытянутые

Примечание. \* относится к Японии, \*\* — к Сахалину. Значения скоростей и плотностей: 3 — пониженные, Н — «нормальные», П — повышенные (см. табл. 16, 18).

ский секторы. Однако Б. А. Петрушевский вслед за В. В. Белоусовым и Е. М. Рудичем (1960) из числа современных геосинклинальных структур исключает Курильскую островную дугу, относя ее к особым негеосинклинальным сооружениям, в своем формировании связанным с системой глубинных разломов. Принадлежность островных дуг, глубоководных желобов и глубоководных впадин к числу современных геосинклинальных систем отрицает Ю. А. Косыгин (1969), указывая при этом, что их формационные ряды не характерны для геосинклиналей континентов. Г. М. Власов (доклад на IX сессии Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока, 1972 г.), а также упоминавшийся выше Н. П. Васильковский в отличие от Ю. А. Косыгина указывают, что формации дуг и глубоководных желобов принадлежат геосинклинальным системам на разных этапах их развития. К. Ф. Сергеев (1970а, б) считает, что типично геосинклинальные формации на Б. и М. Курильских грядках встречаются лишь в основании их разрезов и что по мере перехода вверх они сменяются формациями геантиклинальной стадии развития.

По результатам комплексного анализа геолого-геофизических материалов, описанных в предыдущих главах, на территории северо-западного сектора зоны перехода автор выделяет три крупные тектонические зоны: Охотоморскую эпипалеозойскую плиту, Сахалинскую и Западно-Камчатскую кайнозойские складчатые области и область предполагаемой современной геосинклинали, занимающую южную и юго-восточную части сектора (рис. 76). Подробная характеристика строения этих зон приводится в табл. 22. На востоке структуры северо-западного сектора зоны перехода граничат с талассократоном Тихого океана, на западе с докембрийскими, палеозойскими и мезозойскими складчатыми системами восточной части Азиатского континента, будучи отделенными от них Восточно-Сихотэ-Алиньским и Охотско-Чукотским вулканическими поясами.

#### ОХОТОМОРСКАЯ ЭПИПАЛЕОЗОЙСКАЯ ПЛИТА

О платформенном характере центральной и северной частей Охотского моря свидетельствуют слабая дислоцированность пород чехла, изометричный характер структур земной коры, ее слоев и

Верхняя мантия				Современные вулканы
плотность	скорость	астеносферные слои	токопроводящие слои	
Н	Н	?	?	Отсутствуют
?	П**	?	Два слоя на глубинах 110—120 и 370—400 км	Отсутствуют
3, П	3, Н, П	Четыре слоя на глубине 60—430 км	Два слоя на глубинах 50—200 и 370—400 км	Встречаются в значительном количестве

стей: 3 — пониженные, Н — «нормальные», П — повышенные (см. табл. 16, 18).

толщ, а также аномалий геофизических полей, малые градиенты последних и мощностей земной коры, ее слоев и толщ (см. рис. 11, 17, 27, 29, 38, 44, 45, 47).

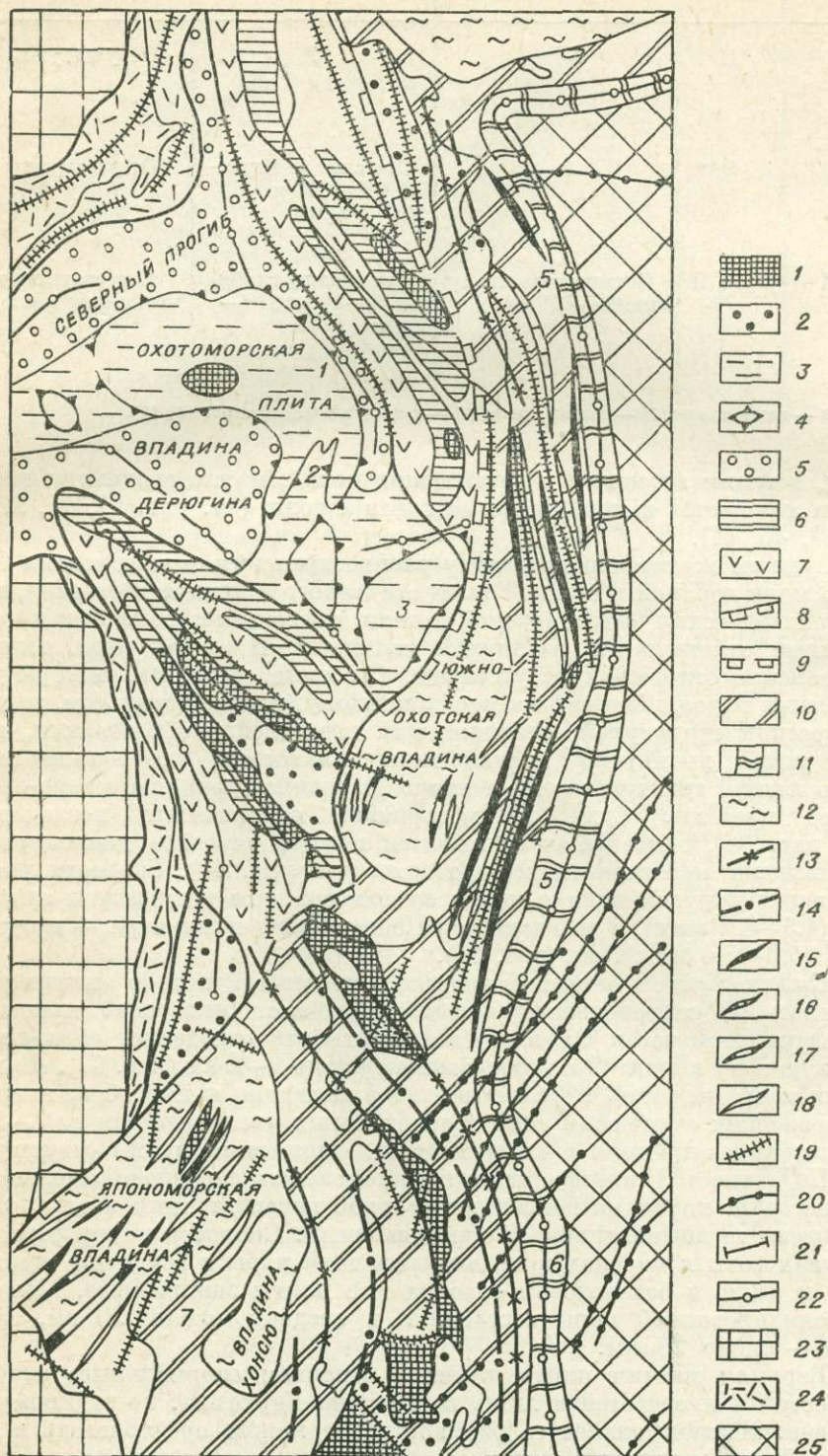
Судя по достаточно широкому распространению в этих частях Охотского моря верхней и нижней толщ осадочного сейсмического слоя, платформенный чехол Охотоморской плиты сложен мезозойскими и кайнозойскими отложениями различной мощности. В сводах ряда поднятий мезозойские отложения отсутствуют. Особенно обширный выступ докембрийских пород обнаружен в юго-западном углу платформы (см. рис. 27). Интересной структурой, осложняющей мезозойские образования, является узкий вытянутый прогиб типа авлакогена, прослеживающийся вдоль южной границы плиты и продолжающийся далее на северо-восток, за ее пределы. Судя по материалам сейсмических исследований (см. рис. 36), мезозойские отложения в ряде участков дислоцированы и насыщены магнитоактивными телами (см. рис. 49). Скорости распространения упругих волн в них в северо-западном углу плиты заниженные (4,5—4,9 км/с), а во впадине в Центральной части моря — «нормальные» (5,0—5,4 км/с) (см. рис. 74).

Кайнозойские отложения залегают на мезозойских со значительным несогласием, сопровождающимся в ряде мест инверсией мощностей. В центральной части Охотоморской плиты эти отложения образуют обширную зону поднятий с мощностью пород до 1—2 км (рис. 77). По периферии зоны поднятий прослеживается ряд впадин и прогибов, мощность кайнозойских отложений в пределах которых увеличивается до 3—5 км. Магнитоактивные тела в кайнозойских отложениях плиты отсутствуют.

Подстилается платформенный чехол плиты предположительно палеозойскими породами консолидированной коры, верхняя часть которой насыщена магнитоактивными образованиями. Скорости распространения упругих волн в породах консолидированной коры в основном «нормальные» и лишь в базальтовом слое на юге плиты заниженные. Мощность консолидированной коры составляет в среднем около 20 км, земной коры — около 25 км.

Верхняя мантия плиты имеет в основном «нормальные» значения скоростей и плотностей и лишь во впадине Дерюгина, по-видимому, уплотнена. Незначительное ее разуплотнение можно предполагать в центральной части плиты.

Тепловой поток в пределах Охотоморской плиты достаточно высокий. В среднем он составляет  $1,6 \text{ мккал/см}^2 \cdot \text{с}$ , достигая в отдельных ее участках  $3-4 \text{ мккал/см}^2 \cdot \text{с}$ . Земная кора плиты близка к изостазии. Сейсмичность изучена слабо, хотя наблюдения в соседних районах позволяют полагать, что она асейсмична или слабо сейсмична.



## САХАЛИНСКАЯ И ЗАПАДНО-КАМЧАТСКАЯ КАЙНОЗОЙСКИЕ СКЛАДЧАТЫЕ ОБЛАСТИ

В отличие от центральной и северной частей Охотского моря, мезозойско-кайнозойские отложения Сахалина, Западной Камчатки и прилегающих к ним акваторий достаточно круто дислоцированы (до 30—60° и более) и смяты в структуры линейного типа. Протяженный характер в их пределах имеют также структуры гранитного, базальтового слоев и аномалий геофизических полей. Значительных величин (10—12 км) достигает мощность мезозойско-кайнозойских отложений, а также мощности земной коры, ее базальтового и гранитного слоев, имеющие значения, характерные для складчатых зон. Увеличиваются и градиенты мощностей всех слоев земной коры и аномалий силы тяжести.

Восточная граница Сахалинской складчатой зоны проводится примерно в 200 км от о. Сахалин по району смены линейных структур этой зоны изометричными структурами Охотоморской плиты, западная граница — по Восточно-Сихотэ-Алиньскому вулканическому поясу. Граница Западно-Камчатской складчатой области с Охотоморской плитой совмещена с разломом, предполагаемым по сейсмическим материалам в 100 км от берега Западной Камчатки. С этим же разломом совпадает зона смены круто дислоцированных пород шельфа Камчатки, имеющих значительную мощность, пологозалегающими отложениями сокращенной мощности Охотоморской плиты (см. рис. 38). Сахалинская складчатая область на севере, как указывалось, быстро замыкается, а на юге продолжается в структурах центральной части о. Хоккайдо. Западно-Камчатская складчатая область, в отличие от Сахалинской, довольно быстро затухает на юге и далеко протягивается на север, соединяясь здесь со структурами Корякской складчатой системы.

Нижний мезозой на о. Сахалин сложен метаморфизованными туфогенно-осадочными сериями, глинистыми алевролитами, песчаниками, туфами, эффузивами мощностью от 2,5 до 5 км (Рудич, 1962; Путеводитель..., 1965; Егоров, 1967; Мельников, 1970). Значительно отличаются от нижнемезозойских отложений верхнемеловые, представленные на Западном Сахалине миегосинклинальными породами мощностью 7—8 км, на востоке — эвгосинклинальными, мощностью 6—11 км. Третичные комплексы Сахалина сложены преимущественно песчано-глинистыми морскими и континентальными разностями, мощность которых на Северном Сахалине достигает 6—10 км. На Западном Сахалине третичные отложения на верхнемеловых залегают согласно, на п-ове Шмидта — несогласно. Мезозойский и третичный разрезы Западной Камчатки представлены песчано-сланцевыми, кремнисто-вулканогенными и терригенными формациями мощностью 4—5 и 7—8 км соответственно (Горячев, 1966; Геологическое строение северо-западной части..., 1966). Присутствие в разрезе осадочного сейсмического слоя акваторий, прилегающих к Сахалину и Западной Камчатке, его верхней и нижней толщ свидетель-

Рис. 77. Схема кайнозойской тектоники. Составил П. К. Туезов.

1 — выступы докайнозойского основания; 2 — наложенные впадины; 3—5 — Охотоморская эпипалеозойская плита; 3 — зона поднятия, 4 — антеклизы, 5 — впадины, прогибы; 6, 7 — области кайнозойской складчатости: 6 — антиклинории, 7 — синклинории, краевые прогибы. Современная геосинклинальная область: 8, 9 — западная граница области (ее восточная граница совпадает с восточной границей зоны перехода): 8 — установленная, 9 — предполагаемая; 10 — геосинклинальные зоны; 11, 12 — геосинклинальные зоны: 11 — трюги, 12 — котловины; 13 — антиклинории; 14 — синклинории; 15 — антиклинальные поднятия; 16 — синклинальные прогибы; 17 — поднятия кровли фундамента; 18 — прогибы кровли фундамента; 19 — главные разломы; 20 — оси положительных «океанических» магнитных аномалий; 21, 22 — оси основных морфоструктур; 21 — положительных, 22 — отрицательных; 23 — выступы докайнозойского складчатого основания в восточной части Азиатского материка; 24 — Охотско-Чукотский и Восточно-Сихотэ-Алиньский вулканические пояса; 25 — ралассократон Тихого океана. Цифры на рис. — наименования морфоструктур: 1 — впадина ТИПРО; 2 — возвышенность Института океанологии; 3 — возвышенность Академии наук; 4 — хребет Витязя; 5 — Курило-Камчатский глубоководный желоб; 6 — Японский глубоководный желоб; 7 — банка Ямато.

ствуется о широком развитии мезозойских и кайнозойских отложений не только на суше, но также и под дном моря. Согласно залегание верхней толщи на нижней и обилие в последней отражающих границ указывают, по-видимому, на то, что ее разрез в Татарском проливе, как и на Западном Сахалине, в основном сложен верхнемеловыми породами. К востоку от Сахалина и в заливе Терпения нижняя толща, очевидно, представлена преимущественно нижнемезозойскими отложениями, о чем свидетельствует плохое качество ее отражающих границ и угловое несогласие между горизонтами этой и верхней толщ.

Кайнозойские структуры часто смещены относительно мезозойских. Один из таких примеров наблюдается на Западном Сахалине и в Татарском проливе, в пределах которых кайнозойский прогиб значительно смещен на запад по отношению к мезозойскому синклинорию.

Кайнозойские структуры обычно более сложно построены на суше. Под дном моря их строение, как правило, упрощается: уменьшаются углы наклона крыльев, они в меньшей степени нарушены сбросами и т. п.

Кроме антиклинорий и синклинорий в областях кайнозойской складчатости выделяются наложенные впадины. Одна из них прослеживается в заливе Терпения и Тымь-Поронайской низменности о. Сахалин, вторая примыкает к Восточно-Сихотэ-Алиньскому вулканическому поясу на широте пролива Лаперуза. Мощность отложений в этих впадинах составляет 2—3 км. По данным бурения, представлены они в Тымь-Поронайской впадине песчаниками и алевролитами неоген-четвертичного возраста (Тарасевич и др., 1964). Судя по характеру сейсмического материала, аналогичный возраст эти отложения, по-видимому, имеют в заливе Терпения и во впадине на широте пролива Лаперуза.

Депрессионные структуры шельфа Западной Камчатки и Татарского пролива могут рассматриваться как краевые прогибы; первый по отношению к Охотоморской плите, второй по отношению к Сихотэ-Алиньской складчатой области. По границе Сахалинской складчатой системы с Охотоморской плитой простирается антиклинорий. Краевое прогиба нет.

Подстилаются мезозойско-кайнозойские комплексы Сахалинской и Западно-Камчатской складчатых областей предположительно палеозойскими породами верхней части консолидированной коры, обнажающейся в ядрах Сусунайского, Восточно-Сахалинского и Южно-Камчатского антиклинорий. Породы консолидированной коры Сахалинской складчатой области характеризуются большими скоростями сейсмических волн, что, по-видимому, объясняется ее насыщением основным материалом. Очевидно, этот факт находится в тесной связи с существенным составом верхней мантии, которая, так же как породы консолидированной коры, отличается от мантии соседних регионов повышенными скоростями распространения упругих волн.

Земная кора акваторий Сахалинской и Западно-Камчатской складчатых зон насыщена магнитовозмущающими телами (на Сахалине и Западной Камчатке распределение магнитовозмущающих объектов не изучалось). В пределах Сахалинской складчатой области она высоко активна в сейсмическом отношении. Земная кора той и другой складчатых областей находится в состоянии, близком к изостазии. Тепловой поток в их пределах очень низок: по имеющимся материалам его значения колеблются около  $1,0 \text{ мккал/см}^2 \cdot \text{с}$ .

Земная кора Сахалинской и Западно-Камчатской складчатых областей осложнена разломами, часть которых выделяется по геологическим материалам, часть — по магнитометрическим и сейсмическим. К числу наиболее крупных из них относятся сбросо-надвиг вдоль восточного крыла Западно-Сахалинского антиклинория, глубинные разломы вблизи осевой линии Камчатки, вдоль границы Западно-Камчатской складчатой системы с Охотоморской плитой, серия кулисообразно расположенных разломов в восточной части Сахалинской складчатой области и др.

Восточная граница области предполагаемой современной геосинклинали проводится по границе с талассократоном Тихого океана, западная—трассируется от Приморья на юго-западе до пролива Литке между п-овом Камчатка и о. Карагинским на северо-востоке. В Японском и Охотском морях она совмещается с северными бортами Центральной япономорской и Южно-Охотской глубоководных впадин. Между островами Хоккайдо и Сахалин и на Камчатке эта граница намечена условно. Таким образом, в состав современной геосинклинали области северо-западного сектора зоны перехода включаются Японское море, Южно-Охотская и Командорская глубоководные впадины, Японская, Курило-Камчатская и Алеутская островные дуги и одноименные с ними глубоководные желоба.

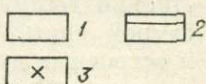
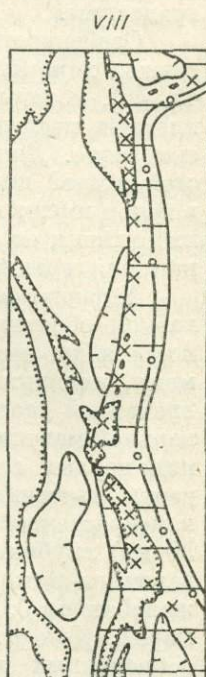
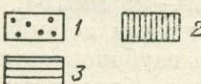
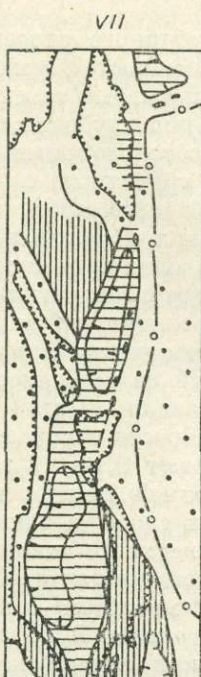
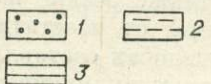
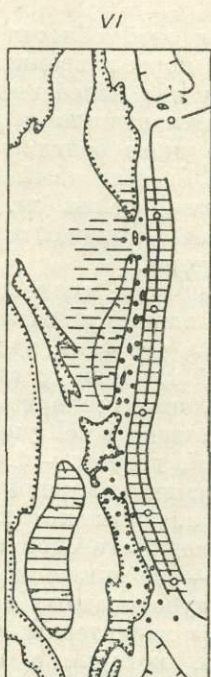
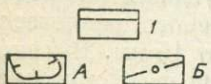
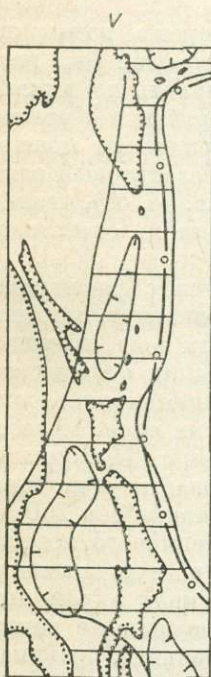
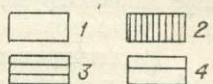
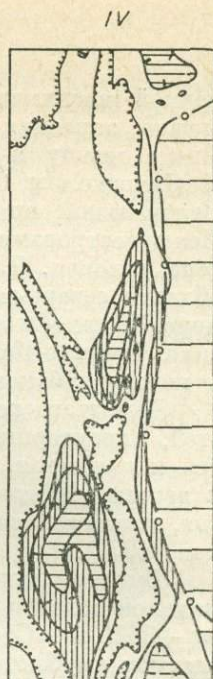
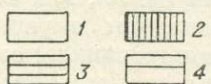
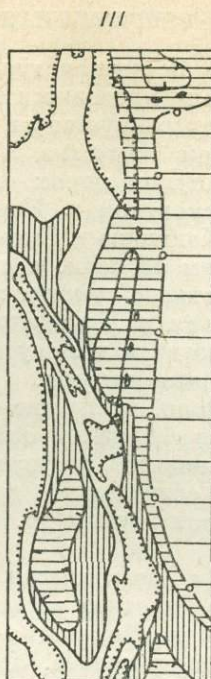
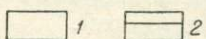
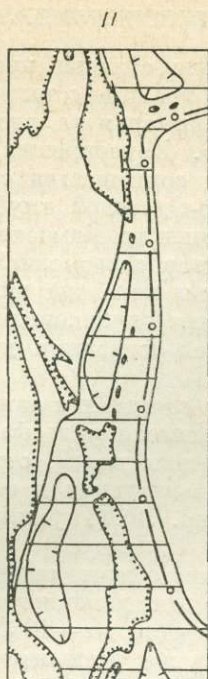
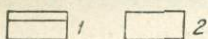
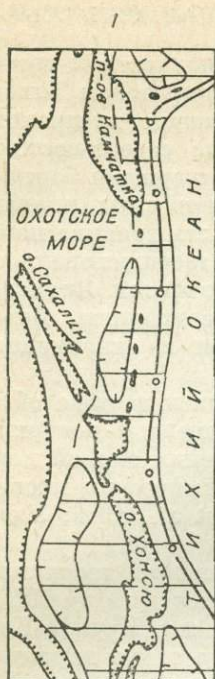
Для этого региона, в отличие от соседних с запада и востока областей, характерны своеобразные особенности рельефа дневной поверхности и дна моря, аномалий геофизических полей, строения земной коры и верхней мантии, современных вулканических и сейсмических процессов, изостазии земной коры и др. (рис. 78) (Tuyezov et al., 1966; Удинцев, 1972).

Высота рельефа поверхности литосферы современной геосинклинали области на коротких расстояниях изменяется почти на 14 000 м: от +3621 м в Срединно-Камчатском хребте до —10 321 м в Курило-Камчатском глубоководном желобе. Здесь же размещаются такие характерные морфоструктуры Земли, как островные дуги, глубоководные желоба и глубоководные впадины окраинных морей.

Рассматриваемая геосинклинали область в плане совпадает с зоной распространения второго типа аномалий силы тяжести в редукции Буге (см. рис. 11), для которых характерны, как отмечалось, линейная форма, значительная протяженность, большие амплитуды и большие градиенты.

Особенности глубинного строения этой области хорошо подчеркиваются характером мощностей земной коры и гранитного слоя (см. рис. 45, 46), которые испытывают здесь резкие колебания вплоть до выклипывания последнего под глубоководными впадинами морей и в Курильской зоне. Для области свойственны также большие градиенты мощностей земной коры и гранитного слоя. Ее осадочный и базальтовый слой в целом имеют аналогичные особенности строения (см. рис. 44, 46), однако их отличия от соседних с запада районов выражены не столь отчетливо, как для гранитного слоя и земной коры.

Хорошо, за некоторыми исключениями, совмещается с рассматриваемой областью проекция сейсмофокальной зоны на дневную поверхность и дно моря, чем устанавливается тот факт, что эта зона, по-видимому, является одной из особенностей глубинного строения области современной геосинклинали. В этой области резко изменяются плотности верхней мантии и скорости распространения в ней упругих волн. Колебания первых составляют 0,1—0,2 г/см<sup>3</sup>, вторых — 1,0 км/с. Интересные черты строения верхней мантии геосинклинали области — наличие в ней астеносферных слоев, а также значительные вариации (от 200 до 50 км) глубины до верхнего токопроводящего слоя и теплового потока, величина которого изменяется от 0,7—0,9 мккал/см<sup>2</sup>·с в глубоководных желобах до 3,0—4,0 мккал/см<sup>2</sup>·с в глубоководных впадинах окраинных морей. Для рассматриваемой области характерны значительные темпы современных движений земной коры, которые в отдельных районах Японии достигают 18—58 мм/год, а также резкие нарушения изостазии земной коры. Отклонения земной коры от изостатического равновесия в островных дугах и глубоководных желобах составляют 15 км. Высокой активности в пределах области достигают вулканические и сейсмические процессы.



Следует оговориться, что контрастное глубинное строение и высокая тектоническая подвижность, характерные для рассматриваемой территории, могут быть присущи не только геосинклинальным режимам. Учитывая это, а также отсутствие, как указывалось, единого мнения по вопросу о принадлежности слагающих ее формаций к геосинклинальному ряду, термин «современная геосинклинальная область» к этой территории мы применяем с определенной степенью условности.

Наконец, весьма интересно с точки зрения изучаемого вопроса указание М. А. Артемьева (Связь поверхностных структур..., 1971), что максимальная мощность так называемого эквивалентного слоя верхней мантии приурочена к району, который мы относим к современной геосинклинали. Это, наряду с другими, приведенными выше данными, лишний раз свидетельствует о том, что источники тектонической активности приурочены к верхней мантии. Увеличение мощности рассматриваемого слоя в пределах современной геосинклинали и ее уменьшение по направлению к относительно стабилизированным районам, по-видимому, указывают также на связь толщины этого слоя со временем активизации тектонических процессов (Фотиади, Туезов, 1972).

В современной геосинклинальной области автором, вслед за А. Л. Япшиным и др. (Тектоника Евразии, 1966), Ю. М. Пуцаровским и Г. Б. Удинцевым (1970), выделяются геоантиклинальные зоны, геосинклинальные трогии (желоба) и геосинклинальные котловины (впадины) (см. рис. 76, 77). Первые из них в общих чертах совпадают с Курило-Камчатской и Японской островными дугами, вторые — с одноименными глубоководными желобами, третьи — с Южно-Охотской и японскими глубоководными впадинами.

Геоантиклинальные зоны и геосинклинальные трогии образуют непрерывные цепочки структур, которые при ширине 50—100 км протягиваются далеко за пределы изучаемой территории. Геосинклинальные котловины представляют собой изолированные образования, продольные размеры которых незначительно преобладают над поперечными.

Наиболее отчетливо эти структуры отражаются в рельефе кровли земной коры, хуже — в распределении мощностей кайнозойских отложений и почти не проявляются в мощностях мезозойских и более древних образований.

Распределение мощностей кайнозойских отложений рассматриваемых структур, в свою очередь, наиболее отчетливо отражается в Японском секторе. Японской геоантиклинальной зоне, несмотря на наличие отдельных прогибов с мощностями кайнозойских отложений до 3—5 км и более, в целом соответствует их сокращение вплоть до выклинивания на большей части зоны (см. рис. 29). Здесь уместно отметить, что в состав Японской геоантиклинальной зоны нами включена банка Ямато Японского моря и соединяющий эту банку с островами Оки подводный хребет, мощность рассматриваемых отложений в пределах которых сокращается

Рис. 78. Геофизические поля и глубинное строение области предполагаемой современной геосинклинали. Составил И. К. Туезов.

I — современная геосинклинали: I — предполагаемые контуры современной геосинклинальной области; 2 — стабилизированные зоны. II — схема районирования поля силы тяжести в редуции Буге: 1 — зоны распространения разноориентированных, часто изометричных аномалий с большими амплитудами (20—60 мгл) и небольшими градиентами (0,2—0,5 мгл/км); 2 — зоны распространения протяженных, линейных, субпараллельных аномалий с большими амплитудами (100—200 мгл) и большими градиентами (1,0—1,6 мгл/км). III — схема мощности гранитного слоя земной коры: 1 — более 8 км; 2 — менее 8 км; 3, 4 — слой отсутствует: 3 — в зоне перехода, 4 — в Тихом океане. IV — схема мощности земной коры: 1 — более 20 км; 2 — 12—20 км; 3, 4 — менее 12 км: 3 — в зоне перехода, 4 — в Тихом океане. V — проекция сейсмофокальной зоны на дневную поверхность и на дно моря (I). VI — схема плотности вещества верхней мантии ( $\rho/\text{см}^3$ ): 1 —  $< 3,30-3,35$ ; 2 —  $3,30-3,35$ ; 3 —  $> 3,30-3,35$ . VII — схема распределения теплового потока ( $\text{мккал}/\text{см}^2 \cdot \text{с}$ ): 1 —  $< 1,2$ ; 2 —  $1,2-2,0$ ; 3 —  $> 2,0$ . VIII — схема изостатического состояния земной коры: 1 — близка к изостазии; 2 — изостазия значительно нарушена; 3 — современные вулканы. А — контуры глубоководных впадин морей, Б — оси глубоководных желобов.

до нескольких сотен метров. О связи банки Ямато со структурой о. Хонсю свидетельствуют, кроме того, как указывают Б. И. Васильев и Ю. В. Шевалдин (1972), характер и простираения магнитных аномалий. В отличие от Японской геантиклинальной зоны мощность кайнозойских отложений в соседних с нею геосинклинальных котловине и трогге увеличивается в среднем до 2 км.

На юге Курило-Камчатской геантиклинальной зоны наряду с участками, мощность кайнозойских отложений в которых достигает 3—4 км, широко развиты районы с их мощностью около 1 км и менее. В Южно-Охотской геосинклинальной котловине мощность этих отложений увеличивается до 4 км, в Курило-Камчатском геосинклинальном трогге — до 5 км. Несколько иная картина наблюдается на севере этой зоны: мощность кайнозойских отложений в отдельных ее прогибах увеличивается до 6 км, в то время как в соседних геосинклинальных зонах она не превышает 2—5 км.

Кайнозойские отложения наиболее сложно построены в геантиклинальных зонах. В пределах их сухопутных участков (Командорские острова, Восточная Камчатка, Курильские и Японские острова) они сложены нормально-осадочными, флишевыми, иногда угленосными, эффузивно-осадочными, эффузивными и вулканогенными, как правило, интенсивно дислоцированными формациями с углами наклона слоев в основании разреза до 50—70° и мощностью от 5—6 км на Командорских, Южных Курильских островах и на о. Хонсю до 10—14 км на Восточной Камчатке, Северных Курильских островах и о. Хоккайдо (Геология СССР, 1964; Тектоника Евразии, 1966; Горячев, 1966; Сергеев, 1966; Геологическое строение..., 1966; Геологическое развитие..., 1968). На банке Ямато кайнозойские отложения по результатам драгирования представлены осадочными и вулканогенными породами, неметаморфизованными и слабо литифицированными (Васильев, Маркевич, 1973). Они включают в себя андезиты и их туфы; песчаники и алевриты с растительными остатками, сходными с палеогеновыми породами Южного Приморья; белые туффиты, туфы и туфопесчаники, аналогами которых в Южном Приморье Б. И. Васильев и П. В. Маркевич считают туфогенную фацию олигоцена; базальты, андезито-базальты и их туфы с возрастом 23—46 млн. лет (верхний палеоген) и некрепкие конгломераты и песчаники, характер которых указывает на их образование вблизи области размыва. В этих отложениях обнаружены многочисленные органические остатки, среди которых определены раннеплиоценовые формы.

В качестве дополнительного обоснования вопроса о границе между современной геосинклиналью и относительно стабилизированными районами, расположенными к западу от нее, следует подчеркнуть тот факт, что третичные отложения Восточной Камчатки отличаются от разновозрастных отложений Западной Камчатки большим процентным содержанием вулканогенных пород и значительно большей дислоцированностью. Отличается Восточная Камчатка от Западной и ориентировкой структур: в первой из них они простираются преимущественно в северо-восточном направлении, во второй — в субмеридиональном.

Как в Сахалинской и Западно-Камчатской складчатых областях, кайнозойские структуры геосинклинальной зоны более сложно построены на суше, чем под дном моря. Для того, чтобы подчеркнуть это обстоятельство, на Восточной Камчатке, в Японии и на их шельфах они квалифицируются как «антиклинории» и «синклинории», а в Курильской зоне, где эти структуры прослежены в основном под дном моря, — как «антиклинальные поднятия» и «синклинальные прогибы» (см. рис. 77). Разумеется, это деление, как и сама терминология, в определенной степени условно, так как по различным причинам в большинстве случаев трудно установить, где кончаются первые из них и начинают-

ся вторые. Условность такого разделения подчеркивается еще и тем, что на суше также нередко встречаются достаточно простые кайнозойские структуры типа прогибов Уэтцу и Синдзи на япономорском побережье Японии. Тем не менее мы сочли возможным ввести указанную терминологию, так как она отражает на самом деле существующие различия в строении кайнозойских структур Восточной Камчатки и Японии, с одной стороны, и Курильской зоны, с другой.

Структуры курильской части Курило-Камчатской геосинклинальной зоны, ориентированные, как и зона в целом, с юго-запада на северо-восток, на широте Южной Камчатки имеют тенденцию к развороту в меридиональном направлении. На юге часть структур этой зоны сочленяется со структурами о. Хоккайдо, а другая часть простирается вдоль его восточного шельфа. На о. Хоккайдо, по-видимому, продолжают также структуры Западного Сахалина и Татарского пролива, которые через его центральную часть простираются на юг, вдоль восточного берега о. Хонсю. В свою очередь, складчатые образования Северного Хонсю через западную часть о. Хоккайдо продолжают в Японском море.

Кроме антиклинорий и синклинорий, антиклинальных поднятий и синклинальных прогибов в пределах геосинклинальных зон прослеживаются структуры типа наложенных впадин: Срединно-Камчатская депрессия, грабен Фосса-Магна и другие, не нашедшие отражения на рис. 77 из-за малых размеров.

Кайнозойские отложения в геосинклинальных трогах и геосинклинальных прогибах практически не дислоцированы. Они залегают в их пределах в основном согласно дну моря. Зоны максимальных мощностей этих отложений в геосинклинальных трогах относительно грубоководных желобов в одних случаях несколько смещены в сторону островных дуг, в других — практически совпадают с ними.

В распределении мощностей предположительно мезозойских отложений (нижняя толща осадочного сейсмического слоя) геосинклинальные и геосинклинальные зоны, как отмечалось, практически не отражаются. На юге геосинклинальной области мезозойские отложения встречаются лишь в отдельных районах в основном по побережьям о. Хонсю и в центральной части о. Хоккайдо (см. рис. 27). В ее северной части максимальные мощности мезозойских отложений, достигающие 6 км и более, приурочены к Курило-Камчатской геосинклинальной зоне. В Южно-Охотской геосинклинальной котловине их мощность уменьшается в среднем до 2 км. В южной части Курило-Камчатского геосинклинального трога нижняя толща осадочного сейсмического слоя отсутствует, а в северной она выполняет прогиб, ось которого значительно смещена относительно желоба к западу. Учитывая это обстоятельство, мезозойские комплексы в первом приближении, по-видимому, можно отождествлять с фундаментом геосинклинальной области. Однако, принимая во внимание, что распределение кайнозойских отложений также в целом не очень хорошо согласуется с современной структурой геосинклинальной области, надо думать, что действительный ее фундамент располагается выше кровли мезозойских образований. Решение этого вопроса, по-видимому, зависит от накопления новых материалов, которые могли бы позволить расчленить кайнозойские отложения на более дробные части, чем это удалось сделать в настоящей работе.

Мезозойские образования геосинклинальной зоны встречены на Восточной Камчатке, на о. Шикотан Малой Курильской гряды, в Японии и на банке Ямато. Представлены они в этих районах кремнисто-глинистыми сланцами, осадочными, туфогенно-осадочными и эффузивными сериями мощностью от 2 км на о. Шикотан до 10—11 км на Восточной Камчатке (Прялухина, 1961а, б, 1964; Геология СССР, 1964; Кропоткин, Шахварстова, 1965; Тектоника Евразии, 1964; Геологическое строение..., 1966; Горшков, 1967; Геологическое развитие..., 1968). Породы,

как правило, интенсивно дислоцированы и смяты в структуры типа антиклинориев и синклинориев. Предположительно нижнемезозойские граниты, граносиениты с возрастом 156 млн. лет, а также конгломераты, песчаники, кремнисто-глинистые породы, реже туфопесчаники и туфобрекчии встречены при драгировании в едином разрезе с палеозоем на банке Ямато (Васильев, Маркевич, 1973). На Восточной Камчатке и на о. Шикотан рассматриваемые отложения представлены в основном верхним мелом. В соответствии с этим, а также учитывая характер сейсмического материала, предполагается, что нижняя толща осадочного сейсмического слоя в пределах Курило-Камчатской геoaнтиклинальной зоны сложена в основном тоже верхнемеловыми породами.

Скорости распространения упругих волн в мезозойских отложениях на большей части Курило-Камчатской геoaнтиклинальной зоны и прилегающего к ней геосинклинального трога повышены (см. рис. 74), что, вероятно, указывает на преобладание в их составе вулканогенных образований.

Мезозойские отложения, в отличие от кайнозойских, распространены в пределах геосинклинальной области не повсеместно. Они, как отмечалось, практически отсутствуют на большей части Япономорской геосинклинальной котловины, в Японской и Алеутской (западная часть) антиклинальных зонах, а также в центральной части Курило-Камчатского геосинклинального трога (см. рис. 76). В Южно-Охотской геосинклинальной котловине кайнозойские отложения на мезозойских залегают с отчетливым угловым несогласием.

Кайнозойские структуры относительно мезозойских ориентированы, как правило, согласно. Однако зоны максимальных и минимальных мощностей тех и других отложений часто смещены по отношению друг к другу. Особенно отчетливо это фиксируется на юге Курило-Камчатской геoaнтиклинальной зоны. Здесь, на месте области с сокращенной мощностью мезозойских отложений, в центральной части которой выступают подстилающие образования (см. рис. 27), формируется Срединно-Курильский кайнозойский прогиб, а в пределах Б. и М. Курильских гряд, характеризующихся увеличенной мощностью мезозойских комплексов, мощность кайнозойских образований сокращена.

Мощность в целом мезозойско-кайнозойских отложений (осадочного сейсмического слоя) в современной геосинклинальной области варьирует в очень широких пределах: от нуля в ряде пунктов Японской геoaнтиклинальной зоны до 14 км на севере Курило-Камчатской зоны (см. рис. 44). Распределение мощностей этих отложений структурами геосинклинальной области в какой-то степени контролируется лишь на юге. На севере этой области максимальная мощность мезозойско-кайнозойских отложений приурочена к Курило-Камчатской геoaнтиклинальной зоне. Их мощность в Южно-Охотской геосинклинальной котловине по сравнению с геoaнтиклинальной зоной сокращена, а в строении Курило-Камчатского геосинклинального трога они вообще не отражаются.

Консолидированная кора геосинклинальной области, как и ее осадочный слой, характеризуется сложным строением. В Японской геoaнтиклинальной зоне и в прилегающей к ней части Япономорской геосинклинальной котловины (глубоководная впадина Хонсю), на севере Курило-Камчатской геoaнтиклинальной зоны она состоит из гранитного и базальтового слоев, а на остальной части геосинклинальной области — только из базальтового слоя. На суше кровля консолидированной коры, представленная метаморфическими и в различной степени метаморфизованными терригенно-вулканогенно-карбонатными породами, вскрывается в Японии и на Восточной Камчатке. В Японии их возраст определяется палеозоем и докембрием (Геологическое развитие..., 1968).

Относительно их возраста на Восточной Камчатке единое мнение отсутствует. Одни исследователи (Геология СССР, 1964; Геологическое строение..., 1966; Тектоника Евразии, 1966; Горячев, 1966) считают их палеозойскими, другие (Лебедев, 1967) — мезозойскими или даже верхнемеловыми. Метаморфизованные вулканогенные и осадочные породы, прорываемые гранитами с возрастом 220 млн. лет, встречены при драгировании на банке Ямато (Васильев, Маркевич, 1973; Уено и др., 1972).

На основании привязки сейсмических горизонтов к обнажениям коренных пород, а также палеогеографических реконструкций (Геологическое развитие..., 1968), мы предположительно считаем, что верхняя часть консолидированной коры на большей части территории геосинклинальной области сложена палеозойскими и более древними породами. Сказанное относится и к геосинклинальным котловинам этой области, породы консолидированной коры которых в результате последующих преобразований приобрели физические свойства базальтов. Неясен вопрос о возрасте консолидированной коры в Курильской зоне: является ли она аналогом океанического базальтового слоя или, так же как в геосинклинальных котловинах, приобрела физические свойства базальтов в результате мезозойско-кайнозойской истории развития.

Геосинклинальные котловины, Японская геоантиклинальная зона и северная часть Курило-Камчатской геоантиклинальной зоны хорошо выражены в строении консолидированной и земной коры. В геосинклинальных котловинах их мощность значительно сокращена, в геоантиклинальных зонах близка и даже несколько больше, чем в Сахалинской и Западно-Камчатской складчатых областях. В Курильской зоне линза с максимальной мощностью земной коры, как известно (Строение земной коры..., 1964), смещена к ее границе с геосинклинальным трогом. В западной половине этой зоны, т. е. непосредственно в пределах Курильской дуги, мощности консолидированной и земной коры сокращены до 10—12 и 18—20 км соответственно. Геосинклинальные трог в строении земной коры практически не отражаются. Они приурочены к зоне моноклинального сокращения их мощностей по направлению от геоантиклинальных зон к океану.

Строение земной коры геосинклинальной области контролируется серией различного ранга глубинных разломов, наиболее крупные из которых показаны на рис. 77. Особенно значительную роль они играют в строении земной коры Курило-Камчатской зоны, где выделены сверхглубинные, коровые, продольные и поперечные (по отношению к простиранию зоны) и другие разломы (Сергеев, 1966; Сергеев, Туезов, 1967; Сергеев и др., 1968; Туезов и др., 1968а).

Земная кора геосинклинальной зоны насыщена магнитоактивными образованиями, которые в геосинклинальных котловинах и в пределах океанических бортов геосинклинальных трогов проникают также в верхнюю мантию.

Скорости сейсмических волн в консолидированной коре геосинклинальной области, как правило, занижены и лишь в отдельных районах «нормальные» (см. рис. 74). Скорости сейсмических волн занижены и для консолидированной коры Японской геоантиклинальной зоны, что по сравнению с завышенными скоростями в консолидированной коре Сахалинской складчатой области кажется несколько странным, так как отложения последней по сравнению с породами, слагающими Японские острова, характеризуются, как правило, более низкой степенью метаморфизма. По-видимому, меньшие скорости в земной коре Японской геоантиклинальной зоны объясняются тем, что она находится в более зрелой стадии развития, чем земная кора Сахалинской складчатой области. Это подтверждается большей длительностью истории ее

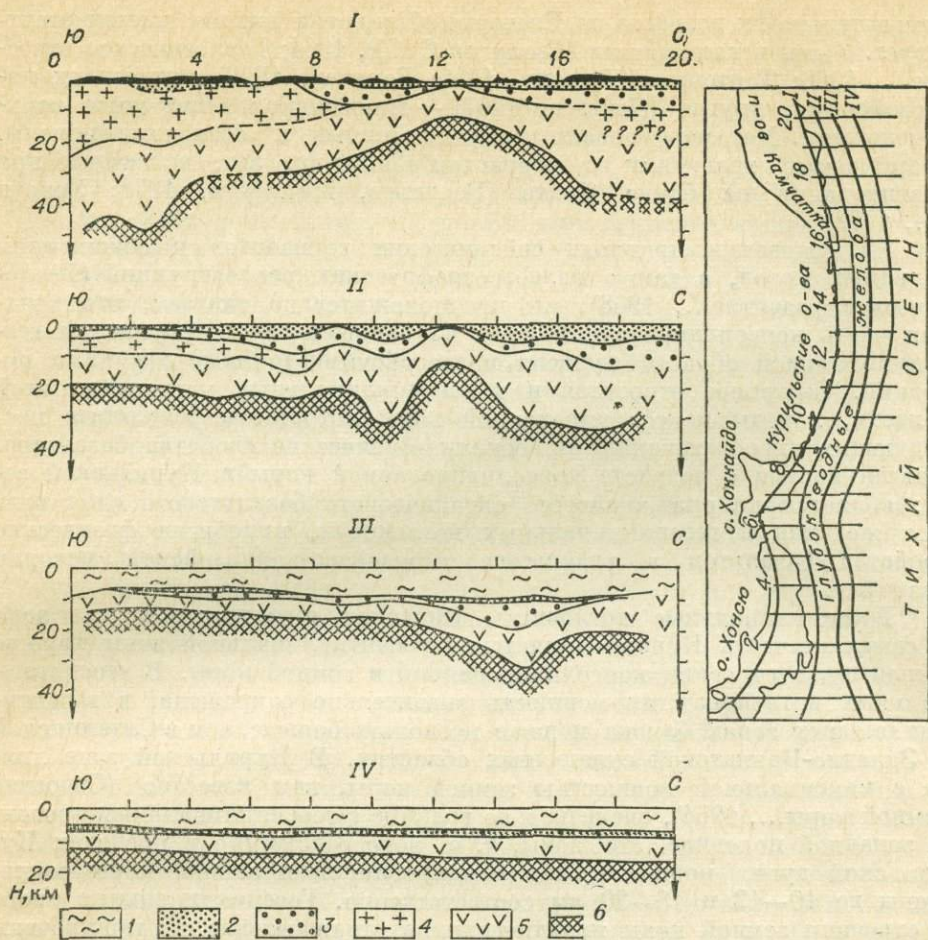


Рис. 79. Строение земной коры Японской и Курило-Камчатской островных дуг и прилегающей к ним части Тихого океана. Составил И. К. Туезов.

1 — водный слой, слой земной коры; 2, 3 — осадочный (2 — верхняя толща, 3 — нижняя толща) 4 — гранитный, 5 — базальтовый, 6 — поверхность Мохоровичича. I — Японская и Курило-Камчатская островные дуги; II — тихоокеанские склоны Японской и Курило-Камчатской островных дуг; III — Японский и Курило-Камчатский глубоководные желоба; IV — приапонская и при-курульская части Тихого океана.

геологического развития и тем, что земная кора этой зоны в большей степени насыщена кислыми интрузиями, чем земная кора Сахалинской складчатой области.

Сложное строение вкрест и по простиранию Курило-Камчатской и Японской геосинклиналильных зон и одноименных геосинклиналильных трогов, хорошо иллюстрируется рис. 79.

Геосинклиналильные зоны и геосинклиналильные трогов характеризуются значительными нарушениями изостазии и высокой сейсмичностью. Земная кора геосинклиналильных котловин, наоборот, близка к изостазии и асейсмична. Сейсмичность последних связана в основном с сейсмофокальной зоной, которая располагается под ними на глубинах около 200 км. Геосинклиналильные котловин отличаются от геосинклиналильных зон и геосинклиналильных желобов также более высокими значениями теплового потока. Верхняя мантия геосинклиналильных котловин, так же как верхняя мантия геосинклиналильных трогов, уплотнена, в отличие от геосинклиналильных зон, в которых она, наоборот, разуплотнена.

## СВЯЗЬ ПРИПОВЕРХНОСТНОГО И ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ

Связь приповерхностного и глубинного строения проявляется очень многообразно: в зависимостях аномальных геофизических полей от глубинного строения; строения земной коры от характера рельефа ее кровли, возраста пород, типа тектонической структуры, неоднородностей верхней мантии по физическим свойствам и др. Эти вопросы с той или иной степенью детальности обсуждались во всех главах монографии, а также в предыдущем разделе настоящей главы. Поэтому здесь мы лишь коротко подведем итоги сказанному выше.

### 1. Зависимость геофизических полей от глубинного строения.

а) Аномалии силы тяжести в редукции Буге связаны обратными корреляционными соотношениями с рельефом дневной поверхности и мощностью земной коры (глубиной до кровли мантии) (см. рис. 7), а также с мощностями гранитного и базальтового слоев. Исключением из этого правила являются подводные возвышенности глубоководных впадин, аномалии силы тяжести в редукции Буге которых с мощностью земной коры связаны прямыми корреляционными соотношениями. Это свидетельствует, как отмечалось, о том, что на формирование поля силы тяжести в их пределах значительное влияние оказывает вещественный состав верхней мантии. Прямую зависимость аномалии этого типа обнаруживают также от глубин до дна моря и до поверхности докембрийского фундамента. Отмечается также тесная связь аномалий силы тяжести с вещественным составом пород, которая наиболее четко прослеживается в восточной части Азиатского континента, прилегающей к рассматриваемой территории. Здесь древним массивам, земная кора которых наиболее гранитизирована, отвечают относительно пониженные аномалии силы тяжести, а межгорным кайнозойским впадинам, земная кора которых подвергалась «базификации», относительно повышенные.

б) При анализе связей теплового потока с геологическим строением устанавливается отчетливая связь повышенных его значений с зонами поздненеогеновой — современной активизации. Сложные связи тепловой поток обнаруживает с возрастом складчатости структур зоны перехода и прилегающей к ней части континента: минимальные его значения здесь характерны для мезозойских и кайнозойских складчатых провинций; в более древних складчатых зонах и, как только что отмечалось, в областях с новейшей тектонической активизацией значения теплового потока увеличиваются.

Отмечается прямая корреляционная зависимость величины теплового потока в зоне перехода от глубины до кровли мантии (мощности земной коры). Исключение представляют геосинклинальные трюги (глубоководные желоба), где при сравнительно небольшой глубине до кровли мантии значения теплового потока пониженные. Следует особо отметить этот вопрос для геосинклинальных котловин. В целом последние хорошо укладываются в указанную выше закономерность, так как в их пределах сочетаются между собой относительно небольшие глубины до верхней мантии и высокие значения теплового потока. Однако при сравнении этих котловин между собой связь теплового потока с глубиной до кровли мантии в их пределах получается прямой (см. рис. 7, 70). Это, очевидно, свидетельствует о том, что на величину теплового потока в геосинклинальных котловинах влияние оказывает не только глубина до кровли мантии, но и какие-то другие факторы. Один из таких факторов, возможно, — удаление или приближение ко дну моря сейсмофокальной зоны, так как значения теплового потока в пределах этих впадин с глубиной до последней связаны прямыми соотношениями.

С плотностями и скоростями в верхней мантии тепловой поток, как и с глубиной до кровли мантии и до сейсмофокальной зоны, связан обратными соотношениями. Так, в геосинклинальных трогах пониженные значения теплового потока сочетаются с зонами уплотнения и высокоскоростными блоками в верхней мантии, в геосинклинальных зонах (островных дугах) относительно повышенные величины теплового потока — с разуплотненными и низкоскоростными зонами верхней мантии. Более сложными эти зависимости получаются для геосинклинальных впадин, так как высоким значениям теплового потока здесь отвечают пониженные или «нормальные» величины скоростей и, как правило, повышенные значения плотностей. Для точности следует отметить, что отклонения от общей закономерности нередко отмечаются, о чем говорилось выше, и в геосинклинальных трогах и геосинклинальных зонах.

в) Связь сейсмичности с геологическим строением зоны перехода проявляется в ее зависимостях от типа тектонической структуры, возраста пород, слагающих геосинклинальные зоны современной геосинклинали (островные дуги); тектонической активности тех или иных структур и зон и др.

Связь сейсмичности с типом тектонической структуры проявляется в том, что в относительно стабилизированной Охотоморской плите этаж сейсмичности и сейсмическая активность ниже, чем в молодой Сахалинской складчатой области и в пределах современной геосинклинали. Этаж сейсмичности меньше также в геосинклинальных зонах современной геосинклинали, сложенных относительно древними складчатыми образованиями и больше в зонах, представленных относительно молодыми образованиями. Отмечаются прямая связь сейсмичности с темпами мезозойско-кайнозойского осадконакопления в Сахалинской складчатой области, с новейшими и современными движениями земной коры и обратная — с вулканической активностью.

2. Рельеф дна моря со строением верхней толщи осадочного сейсмического слоя связан, как правило, прямыми соотношениями: прогибы первого приурочены к депрессиям второй, и, наоборот, поднятия слоев верхней толщи в большинстве случаев сопровождаются подъемом дна моря.

3. Строение и состав земной коры зависят от многих факторов: от глубины до дна моря, возраста складчатых образований, типа тектонической структуры, строения верхней мантии.

а) Зависимость мощностей земной коры, ее гранитного и базальтового слоев от глубины до дна моря в зоне перехода, как и в других регионах земного шара, как известно, обратная: чем больше глубина моря, тем меньше мощность земной коры и указанных слоев, и, наоборот, чем меньше глубина моря, тем больше мощности последних. Из этой закономерности выпадает осадочный слой, мощность которого в одних случаях меньше в глубоководных впадинах окраинных морей по сравнению с прилегающими к ним островными дугами (Южно-Охотская и Командорская глубоководные впадины, Курильская дуга и западная часть Алеутской дуги), в других случаях, наоборот, его мощность больше в глубоководных впадинах и меньше в островных дугах (глубоководные впадины Японского моря и Японская островная дуга).

б) В геосинклинальных зонах современной геосинклинальной области (островных дугах) мощности земной коры, ее гранитного и базальтового слоев находятся в прямой зависимости от возраста слагающих их складчатых образований: они больше всего в Японской геосинклинальной зоне, наиболее древние складчатые комплексы в которой датируются палеозоем и предположительно докембрием, и минимальные в Идзу-Бонинской зоне, в которой пород древнее позднего неогена не встречено.

Четких зависимостей строения земной коры от возраста складчатой структуры вне современной геосинклинальной области, по-видимому, из-за недостатка материалов, не отмечено. В Сихотэ-Алиньской и Верхоянской мезозойских складчатых областях, с одной стороны, и Сахалинской кайнозойской складчатой области, с другой, строение земной коры в которых изучено более или менее детально, она существенно не различается ни по своей мощности, ни по составу. В палеозойских и докембрийских складчатых областях востока Азиатского континента строение земной коры не изучено.

в) Устанавливается достаточно четкая зависимость строения земной коры от типа тектонической структуры. В этой связи прежде всего отметим, что в зоне перехода роль гранитного слоя в составе земной коры континентального типа значительно меньше, чем в восточной части Азиатского материка. В первой отношении его мощности к мощности базальтового слоя составляет 0,57—0,85, во второй — 0,90—1,13.

Земная кора современной геосинклинальной области характеризуется значительно более резкими вариациями ее мощности и состава, чем в соседних с запада относительно стабилизированных зонах, в которых они меняются значительно медленнее.

В пределах Охотоморской плиты земная кора имеет значительно меньшую мощность, чем в соседних складчатых областях, хотя градиенты ее мощности и мощностей гранитного и базальтового слоев в ряде районов плиты значительно больше, чем в складчатых областях.

В складчатых зонах прослеживаются «корни гор» под антиклинорными сооружениями и «антикорни» под депрессионными структурами.

4. Связь строения земной коры со строением верхней мантии проявляется также весьма разнообразно.

а) Пожалуй, наиболее общее проявление этой связи — сходные различия в их строении в современной геосинклинали, с одной стороны, и в соседних с нею с запада относительно стабилизированных зонах, с другой. Как и земная кора, верхняя мантия современной геосинклинали характеризуется сложным строением: разуплотненные и низкоскоростные блоки здесь чередуются с уплотненными и высокоскоростными зонами, отмечаются резкие колебания глубины до верхнего слоя высокой проводимости, значительно изменяется по простирацию и вкост простирация области сейсмичности верхней мантии и др. Неотъемлемым свойством строения верхней мантии современной геосинклинали, по-видимому, является сейсмофокальная зона, проекция которой на дно моря хорошо совпадает с контурами этой области. В соседних с запада платформенной и складчатых областях верхняя мантия характеризуется значительно более спокойным строением.

б) Геоантиклинальные зоны современной геосинклинали формируются над зонами разуплотнения в верхней мантии, а геосинклинальные трог — над зонами ее уплотнения. По-видимому, эта закономерность проявляется и во впадине Дерюгина, верхняя мантия которой также уплотнена.

в) Глубина проникновения сейсмофокальной зоны в верхнюю мантию находится в прямой зависимости от возраста складчатых образований, слагающих геоантиклинальные зоны: она больше в зонах, сложенных верхнемеловыми и кайнозойскими породами (Курильская и Идзу-Бонинская), и меньше в зонах, в составе которых присутствуют палеозойские и более древние образования (Японская, Кюсю-Тайваньская).

г) В ряде структур распределение скоростей в низах земной коры, по-видимому, связано с их распределением в верхней мантии. Так, пониженные скорости в верхней мантии геоантиклинальных зон современной геосинклинали сопровождаются пониженными же скоростями в низах их земной коры, а повышенным скоростям в верхней ман-

тии Сахалинской складчатой области соответствуют также повышенные скорости в земной коре. Сочетание пониженных скоростей в низах земной коры и в верхней мантии геоантиклинальных зон позволяет, вслед за К. Л. Куком (Cook, 1962), говорить о формировании в их пределах так называемой «коромантийной смеси» или о «врастании» островных дуг в верхнюю мантию (Мархицц, 1967).

д) Связь земной коры с верхней мантией проявляется также в описанных выше фактах взаимосвязанного изменения их строения во внутренней зоне Юго-Западной Японии по сравнению с Северо-Восточной и в средней части Курило-Камчатской геосинклинальной зоны по сравнению с ее флангами.

5. В заключение к разделу отметим, что в рассматриваемом регионе отчетливо прослеживается связь его глубинного строения с тектоническим режимом: современной геосинклинальной области свойственны высокие темпы современных движений земной коры, активные вулканизм и сейсмичность, значительные нарушения изостазии, высокие темпы верхнеэоценовых и антропоценовых опусканий, в результате которых сформировались глубоководные впадины и глубоководные желоба. Эта же область характеризуется, как отмечалось, контрастной структурой геофизических полей, резкими колебаниями глубин моря, строения земной коры и верхней мантии. И, наоборот, к западу от современной геосинклинали, где активность и контрастность тектонических процессов относительно слаба, последние также имеют относительно спокойный характер.

ОБ ЭВОЛЮЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ  
И ИСТОРИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО  
РАЗВИТИЯ

## ЭВОЛЮЦИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

По вопросам эволюции земной коры применительно к северо-западному сектору разрабатывается три гипотезы: о ее однонаправленном развитии, или «континентализации» (Васильковский, 1960, 1962, 1968; Сычев, 1966, 1969; Гнибиденко, 1970), о ее обратимом развитии, или «океанизации» (Белоусов, 1966, 1968; Рудич, 1962; Беляевский, Борисов, 1964; Петрушевский, 1964; Радкевич, Говоров, 1972; Туезов, 1972), и ее трансформациях в результате значительных горизонтальных перемещений коромантийных блоков (Kaboyashi, 1956; Кропоткин, Шахварстова, 1965; Берсенева, 1972; Мураучи, 1972). По физической основе к последней тесно примыкает гипотеза новой глобальной тектоники, или «тектоника плит» (Dietz, 1962; Vine, 1966; Isacks et al., 1968, 1970; Mitchell, 1969; McKenzie, 1970; Matsuda, Uyeda, 1971; и др.). По некоторым вопросам (предположение об относительном перемещении континентального и океанического литосферных блоков) напоминает гипотезу новой глобальной тектоники, хотя во многом отличается от нее, идея о надвигании Азиатского материка на ложе Тихого океана (Смирнов, 1946; Заварицкий, 1946; Benioff, 1954).

В нашу задачу не входит критика этих представлений. Интересующихся этими вопросами отсылаем к работам Б. А. Петрушевского (1964), Н. П. Васильковского (1968) и И. И. Берсенева (1972), в которых проводится взаимное критическое рассмотрение первых трех гипотез, и к статьям В. В. Белоусова (1970; Belousov, 1970), А. А. Мейергофа и Х. А. Мейергофа (Meyerhoff and Meyerhoff, 1972), анализирующих с критических позиций гипотезу новой глобальной тектоники. Отметим лишь, что, к сожалению, чаще всего сторонники какой-либо из перечисленных гипотез не допускают преобразования земной коры при помощи другого процесса, чем тот, которого они придерживаются. Нам представляется, что ни одна из этих гипотез не может быть отвергнута окончательно, так как каждая из них в какой-то степени объясняет определенные стороны сложного геологического процесса эволюции земной коры в зоне перехода или находит подтверждение в тех или иных особенностях ее строения.

Представления о прогрессивном наращивании земной коры континентального типа за счет океанической, пожалуй, наиболее удовлетворительно объясняют наблюдаемые по периферии Тихого океана, в том числе в нашем регионе, явления омоложения возраста складчатости по мере продвижения к нему со стороны окружающих его древних платформ. Они хорошо подтверждаются также при анализе вулканической деятельности в островных дугах. Например, Е. К. Мархинин (1967), рассматривая механизм формирования земной коры Курильской дуги, указывает, что весь доступный изучению ее геологический разрез от верхнего мела до современных отложений включительно составлен из вулканического материала или продуктов их переработки. За этот про-

межуток времени вулканами выброшено около  $6,5 \cdot 10^6$  км<sup>3</sup> силикатных продуктов, на 98% состоящих из пирокластического материала и в очень небольшой степени — из эффузивных и экструзивных образований. Объем этих продуктов примерно равен объему осадочного и части базальтового слоев Курильской дуги, в связи с чем он считает, что первый из них и, возможно, часть второго образовались в основном за счет выноса вулканических продуктов из мантии.

Как известно (Деменицкая, 1967; Косыгин, 1969), краеугольным камнем гипотезы «океанизации» являются широко известные факты связи мощности и состава земной коры с колебаниями рельефа дневной поверхности и глубиной до дна моря, с возрастом складчатости и типом тектонической структуры. Эти явления хорошо подтверждаются в северо-западном секторе зоны перехода и особенно в глубоководных впадинах окраинных морей. Хорошо согласуется с этой гипотезой и история геологического развития глубоководных впадин.

Как указывалось выше, сейсмическими исследованиями в Южно-Охотской глубоководной впадине установлен двухэтажный разрез платформенного типа (см. рис. 36), прослеживающийся сюда со стороны залива Терпения о. Сахалин и Охотоморской плиты. Это, по-видимому, говорит о том что акватория, ныне занятая глубоководной впадиной, в свое время входила в состав плиты и была тесно связана со структурой залива Терпения.

Важные, с рассматриваемой точки зрения, материалы получены в 1971 и 1972 гг. экспедицией СахКНИИ на научно-исследовательском судне «Пегас», которой на материковом склоне Южно-Охотской глубоководной впадины вблизи Средних Курильских островов с глубины 880—1200 м подняты обломки эффузивных пород и гранитов. Вес отдельных из них достигал 50—60 кг, а размеры — до 50—60 см. Некоторые обломки содержали свежие изломы, что указывает на то, что они были оторваны от монолитов. При петрографическом и химическом анализе гранитов было установлено в них наличие калишпата и преобладание  $K_2O$  над  $N_2O$ , что характерно для «материковых» гранитных интрузий и совершенно не свойственно курильским. Последние отличаются, наоборот, отсутствием калишпата и преобладанием  $N_2O$  над  $K_2O$ . Видимо, эти граниты принадлежат нижнему из упоминаемых структурных этажей южной части Охотоморской плиты, погружившейся под дно глубоководной впадины, и не имеют никакого отношения к Курильской дуге.

Породы, слагающие разрез осадочного чехла Южно-Охотской глубоководной впадины, очевидно, неоднократно выступали из-под уровня моря и подвергались размыву. Об этом свидетельствуют резкие колебания рельефа кровли его нижней толщи (см. рис. 36), имеющего, судя по взаимоотношению соответствующего этой кровле опорного отражающего горизонта с нижележащими границами, денудационное происхождение. В этом же плане, с нашей точки зрения, следует интерпретировать срезание слоев верхней толщи осадочного слоя материковым уступом, установленным на некоторых профилях вблизи залива Терпения о. Сахалин.

На наличие в третичное время к западу от Южных Курильских островов области сноса обломочного материала указывают материалы Ю. Л. Неверова и др. (1964), обнаруживших гальку гранито-гнейсовых пород на о. Итуруп в русле древнего потока, крупность и степень окатанности которой уменьшаются по направлению от Охотского моря на восток.

На основании стратиграфического расчленения донных осадков по спорово-пыльцевому и диатомовому анализу И. П. Карташов (Марков и др., 1967) нашел скорость осадконакопления в Южно-Охотской глубоководной впадине, которая оказалась равной за последние 70 тыс.

лет 29,5 см за 1000 лет, что определяет возраст впадины как среднеолигоценый—миоценовый. Примерно на такой же возраст осадков, выполяющих впадину, указывает сопоставление проследивающихся в ней отражающих границ с разрезом Тымь-Поронайской низменности о. Сахалин (см. выше).

Изучение истории геологического развития и палеогеографические реконструкции свидетельствуют о том, что в районе Японского моря во второй половине палеозоя, в мезозое и в первой половине кайнозоя с некоторыми перерывами, по-видимому, существовало континентальное поднятие (Рудич, 1962; Петрушевский, 1964; Геологическое развитие..., 1968), что подтверждается одновременностью появления в эти периоды живых организмов на Азиатском континенте и в Японии. Существование на месте Японского моря в мезозое массива суши, очевидно, находит отражение в отсутствии здесь нижней толщи осадочного сейсмического слоя или в значительном сокращении ее мощности, а в палеогене — в отсутствии морских отложений в большинстве районов, примыкающих к Японскому морю.

Как свидетельствуют упоминаемые палеогеографические реконструкции, заложение современной впадины Японского моря относится к миоцену; а окончательное ее оформление — к плиоцену — плейстоцену. С этим хорошо согласуются следующие данные: 1) ходы миоценовых мелководных организмов на северном борту Центральной глубоководной впадины Японского моря на глубине 2000 м (Васильев, Васильковский, 1971); 2) подсчеты возраста осадочных пород по скорости их накопления, обобщенные в работе И. Касено (Kaseno, 1972); 3) многочисленные находки базальтов, возраст которых, как правило, не превышает 17—18 млн. лет (Уэно и др., 1972; Васильев, устное сообщение); 4) корреляция сейсмических горизонтов Центральной япономорской впадины с неогеновыми отложениями Западного Хоккайдо.

На сравнительно недавнее в геологическом смысле время образования глубоководных впадин дальневосточных морей указывает, по мнению П. В. Ушакова (1959, 1953), абиссальный и псевдоабиссальный характер морской фауны в их пределах. Одновременно с этим Х. М. Саидова (1960, 1961) на основании изучения количественного содержания и видового состава фораминифер приходит к выводу, что глубина дна моря в Южно-Охотской котловине существенно колебалась (до 1000—1500 м) в ледниковый и межледниковый периоды.

Солідные подтверждения существования в прошлом на месте Японского моря складчатой структуры получены работами советских и японских ученых на банке Ямато, о результатах которых частично упоминалось выше. Особенно крупные исследования проведены Тихоокеанским отделением Института океанологии АН СССР в 6-м и 7-м рейсах э/с «Первенец», во время которых выполнено 64 драгирования протяженностью 225 км и подняты обломки пород общим весом 1,5 т. Состав и форма обломков, а также режим драгирования свидетельствовали о том, что они были оторваны от обнажений или, что значительно реже, подняты с поверхности этих обнажений (Васильковский и др., 1972; Васильев, Шевалдин, 1972; Васильев, Маркевич, 1973).

Изучение поднятого каменного материала позволило Б. И. Васильеву и П. В. Маркевичу разделить их на пять комплексов: 1) сильно метаморфизованные вулканогенные породы; 2) розовые лейкократовые граниты, прорывающие породы первого комплекса; 3) контактово-метаморфизованные конгломераты, песчаники, кремнисто-глинистые и кремнистые породы, реже туфоесчаники и туфобрекчии, в составе которых преобладают розовые лейкократовые граниты предыдущего комплекса и граносиениты; 4) серые биотитовые и лейкократовые граниты, гранодиориты, отчетливо проявленные приконтактные изменения в которых позволяют предполагать, что они прорывают образования перво-

го и третьего комплексов. Возраст этих гранитов и гранодиоритов определен в 156 млн. лет (нижний мезозой). Учитывая эти данные, Б. И. Васильев (устное сообщение) считает возможным розовые граниты второго комплекса сопоставить с гранитами, описанными Н. Уено и др. (1972), возраст которых, как сообщалось, определен в 220 млн. лет (верхний палеозой). Если это так, то породы первого комплекса следует относить к доверхнепалеозойским образованиям, а третьего — к верхнепалеозойским — нижнемезозойским.

Пятый комплекс составлен осадочными и туфогенными породами, метаморфизованными и слабо литифицированными. Они включают в себя андезиты и их туфы, песчаники и алевролиты с растительными остатками, сходными с палеогеновыми формами Южного Приморья; белые туфы, туффиты и туфопесчаники, аналогами которых в Южном Приморье Б. И. Васильев и П. В. Маркевич считают туфогенную фацию олигоцена; базальты, андезито-базальты и их туфы с возрастом 23—46 млн. лет (верхний палеоген); некрепкие конгломераты и песчаники, с многочисленными органическими остатками, среди которых определены раннеплиоценовые формы.

Таким образом, возраст выделенных комплексов пород определяется следующим: первый — доверхнепалеозойский, второй — верхнепалеозойский, третий — верхнепалеозойско-нижнемезозойский, четвертый — нижнемезозойский, пятый — третичный.

Судя по характеру описанных выше образований, район, занимаемый банкой Ямато, как и прилегающие к ней глубоководные впадины, неоднократно выступал из-под уровня моря. Окончательное его погружение, по-видимому, произошло сравнительно недавно (четвертичный период), о чем свидетельствуют находки на банке галек пляжного типа, а также характер ее подводных террас.

Изложенные выше материалы свидетельствуют о том, что районы, занятые ныне Южно-Охотской и япономорскими глубоководными впадинами, а также банкой Ямато, испытали длительную историю геологического развития, сопровождаемую неоднократными опусканиями и поднятиями, накоплением и размывом слагающих их толщ, складкообразованием и внедрением интрузий. Заложение глубоководных впадин и, соответственно, преобразование их коры, относившейся, по-видимому, к континентальному типу, в современную субокеаническую (Центральная япономорская и Южно-Охотская впадины) относится к миоцену. На банке Ямато и в глубоководной впадине Хонсю процессы преобразования земной коры не зашли столь далеко и поэтому здесь сохранился редуцированный гранитный слой мощностью около 4 км.

Таким образом, глубоководные впадины Охотского и Японского морей, с нашей точки зрения, не являются реликтами океана, а банка Ямато молодым растущим поднятием, как думают сторонники гипотезы «континентализации». Приведенные выше материалы говорят об обратном: первые из них представляют собой новообразования, а банка Ямато — реликт некогда обширной складчатой структуры, которая занимала всю нынешнюю акваторию Японского моря и распространялась за ее пределы.

На высокую активность глубинных процессов, обусловивших формирование глубоководных впадин и преобразование их земной коры из одного типа в другой, указывает высокий тепловой поток в их пределах.

Процессы океанизации земной коры в поздне третичную — четвертичную эпоху можно предполагать в центральной и северной частях Охотского моря, что вытекает из сопоставления материалов о недавних (миоцен — четвертичный период) региональных опусканиях в этих районах (Линдберг, 1956; Петрушевский, 1964) с данными об относительно малых мощностях земной коры и гранитного слоя и о высоком тепловом потоке здесь. Такие же процессы можно предполагать в центре Ку-

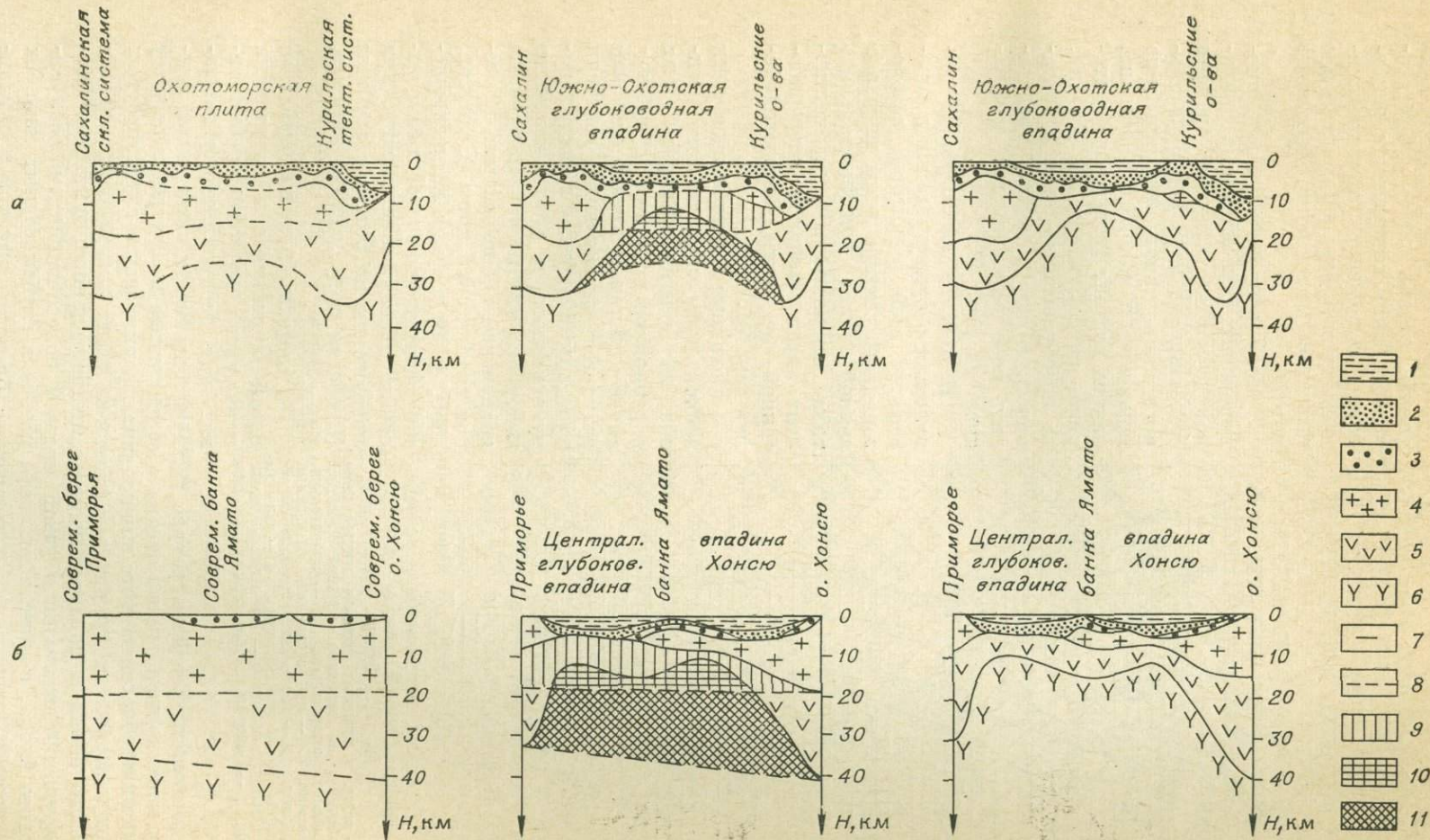


Рис. 80. К эволюции земной коры глубоководных впадин Охотского (а) и Японского (б) морей. Составил И. К. Туезов.

1 — водный слой; слои земной коры: 2, 3 — осадочный (2 — верхняя толща (Kz?), 3 — нижняя толща (Mz?)), 4 — гранитный, 5 — базальтовый; 6 — верхняя мантия; положение границ: 7 — современное, 8 — до верхнетретичной эпохи (до миоцена?); участки слоев, переработанные в результате процессов «океанизации»: 9 — гранитный — в базальтовый; 10 — гранитный — в вещество верхней мантии; 11 — базальтовый — в вещество верхней мантии.

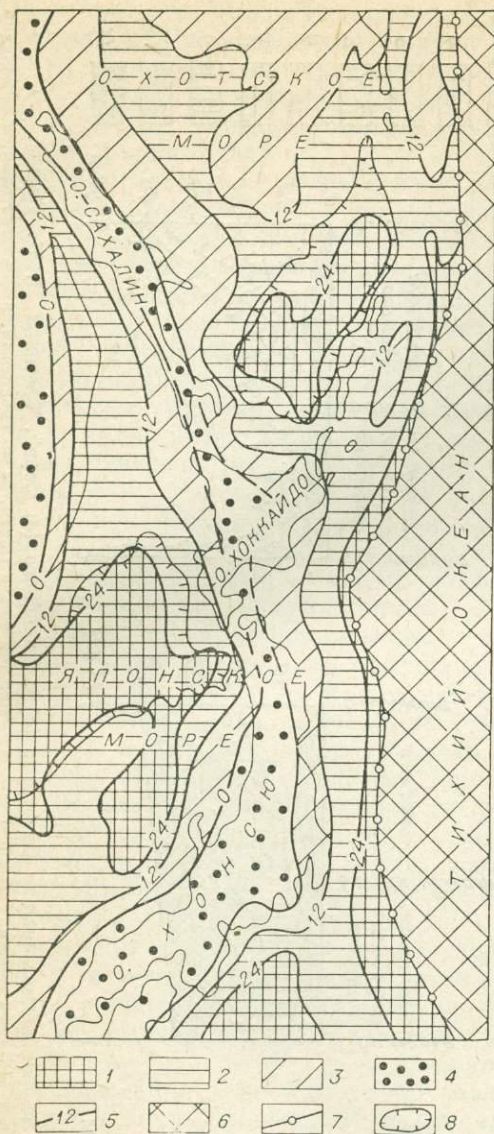


Рис. 81. Схема мощности «переработанной» части земной коры. Составил И. К. Тузов.

1—4 — зоны, в пределах которых земная кора «переработана» в вещество верхней мантии: 1 — наиболее значительно, 2 — значительно, 3 — частично, 4 — не затронута процессами «переработки»; 5 — изолинии мощности «переработанной» части земной коры; 6 — талассократон Тихого океана; 7 — оси глубоководных желобов; 8 — контуры глубоководных впадин.

лось в соответствующей литературе, наличие зоны Бенъофа на границе Азиатского континента и Тихого океана и ее наклонное положение в сторону материка как области надвига или поддвига; формирование глубоководных желобов и островных дуг как зон смятия на стыке погружающегося океанического блока и надвигающегося континентального; данные о резком нарушении изостазии в узкой краевой полосе надвигающегося материкового блока, о низком тепловом потоке в глубоководных желобах как следствии погружения океанического блока и высоком в окраинных морях, формирующемся под воздействием переработки погружаю-

рильской островной дуги, где тонкая земная кора субокеанического типа сочетается с неглубоким положением токопроводящего слоя в верхней мантии и с высокими значениями теплового потока.

Если допускать, что в японских глубоководных впадинах до верхнетретичного времени существовала кора континентального типа такой же примерно мощности и такого же состава, как на востоке Азиатского материка, на о. Сахалин и в Японии, то преобразование ее в субокеаническую кору можно представить себе так, как это изображено на рис. 80.

Исходя из аналогичного допущения о существовании до неогена на всей территории северо-западного сектора зоны перехода земной коры континентального типа мощностью 38 км, составлена карта мощности «переработанной» ее части, иллюстрируемая рис. 81.

Механизм преобразования земной коры описываемого региона из континентального типа в субконтинентальный и субокеанический можно представить как результат совместного действия процессов внедрения в земную кору основного и ультраосновного материала мантии с последующим погружением в последнюю оболочек сиалической коры (Белюсов, 1966, 1968) и фазовых превращений веществ под воздействием высоких давлений и температур при погружении на большие глубины (Субботин и др., 1964; Рингвуд, Грин, 1968).

Гипотезы о надвигающемся на океан континенте и «тектоника плит» удовлетворительно объясняют, как неоднократно указыва-

щихся блоков, о совпадении в плане области современной геосинклинали с проекцией зоны Бенъофа на дневную поверхность и дно моря, о зависимости величины теплового потока в глубоководных впадинах от глубины до зоны Бенъофа. Имеются и факты, которые не согласуются с этими процессами. К ним относятся: пересечение к востоку от о. Хонсю и к востоку от Юж. Камчатки океаническими магнитными аномалиями глубоководных желобов; сложный характер дислокаций в очагах землетрясений Приморско-Камчатского отрезка сейсмофокальной зоны; предполагаемый Р. З. Таракановым, Ким Чун Уном и другими дефицит скоростей в зоне Бенъофа; спокойное залегание пород осадочного слоя в Курило-Камчатском и Японском глубоководных желобах. Многие из этих явлений отмечаются в других районах земного шара, и их еще предстоит объяснить сторонникам этой гипотезы.

Учитывая изложенное, можно предположить, что процессы наращивания и разрушения земной коры в северо-западном секторе активно сосуществуют во времени и пространстве. Первые из них наиболее ярко проявляются в островных дугах, вторые — в глубоководных впадинах. Не исключено, что тот и другой процессы протекают на фоне погружения под переходную зону и переработки в мантии литосферных океанических блоков.

В заключение к разделу следует отметить, что представления о формировании субконтинентальной коры глубоководных впадин за счет горизонтальной миграции блоков земной коры реального подтверждения в рассмотренных выше геофизических материалах не находят.

## ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Из-за недостатка материалов докембрийская история геологического развития сектора в работе не рассматривается. В начале мезозоя на территории, занятой ныне Охотским и Японским морями, существовали платформенные условия, которые, судя по палеогеографическим реконструкциям, вероятно, были унаследованы от верхнего палеозоя (Петрушевский, 1964; Геологическое развитие..., 1968; Родников, Хаин, 1971). На площади Охотского моря в мезозое и кайнозое происходили региональные опускания. Наиболее быстрыми эти опускания были по периферии моря, где накопились осадки мощностью до 6—8 км и значительно более медленные в его центральной части. В отдельных районах центральной части моря в мезозое и, частично, в кайнозое осадконакопление не происходило или накопившиеся отложения были в последующем размыты. Судя по характеру залегания отражающих границ, в некоторых участках моря мезозойские породы были затронуты складчатостью.

История геологического развития, палеогеографические построения, отсутствие или малая мощность нижней толщи осадочного сейсмического слоя свидетельствуют о том, что на площади Японского моря как и в некоторых участках Охотского моря, в мезозое осадконакопление не наблюдалось или было очень медленным. Региональные опускания, сопровождавшиеся накоплением осадков мощностью до 1,5—2,0 км, здесь относятся к кайнозое.

На всей остальной территории северо-западного сектора зоны перехода в мезозое и кайнозое существовали геосинклинальные условия, которые на Сахалине, в Японии и на Камчатке, вероятно, в значительной степени были унаследованы от палеозоя. На Сахалине и Западной Камчатке геосинклинали к концу неогена замкнулись. На Сахалине завершающая фаза складчатости (сахалинская) предположительно приурочивается к рубежу плиоцена и четвертичного периода, на Западной Камчатке она, видимо, произошла несколько ранее. В Сахалинской

складчатой области зоны максимального осадконакопления в мезозое и кайнозое были приурочены к пограничной зоне о. Сахалин и Татарского пролива, в Западно-Камчатской складчатой области — к шельфу Камчатки, где накопились толщи мощностью до 10—12 км. Учитывая геологическое строение прилегающей суши и характер сейсмического материала, можно предполагать, что в Татарском проливе и Западном

Сахалине наибольшие темпы осадконакопления относятся к верхнему мелу и кайнозое, к востоку от Сахалина — к нижнему мезозою и кайнозое, на шельфе Западной Камчатки — к мезозою.

На Восточной Камчатке, в Курильской зоне, Японской островной дуге и территории, занятой глубоководными желобами, геосинклинальные условия, вероятно, сохранились до настоящего времени. В результате активизации тектонического процесса в неогене в геосинклинальное развитие были вовлечены южная часть Охотоморской плиты и территория Японского моря (рис. 82), где одновременно с формированием геосинклинальных котловин и накоплением осадков платформенного типа мощностью до 2—4 км (см. рис. 29) в неогене и в четвертичном периоде происходит, как отмечалось, океанизация земной коры.

Распределение мощности нижней толщи осадочного слоя свидетельствует о том, что Южно-Охотская и Хонсю геосинклинальные котловины и геосинклинальное поднятие банки Ямато заложилась на платформенных поднятиях с сокращенной мощностью мезозойских отложений, а Центральная япономорская котловина — на месте крупного массива суши.

Процесс формирования геосинклинальных котловин был сложным. Наличие двух комплексов отражающих границ в разрезе их верхней толщи указывает на то, что он протекал в два этапа. На первом этапе прогибание бассейнов было достаточно медленным. Оно сопровождалось на-

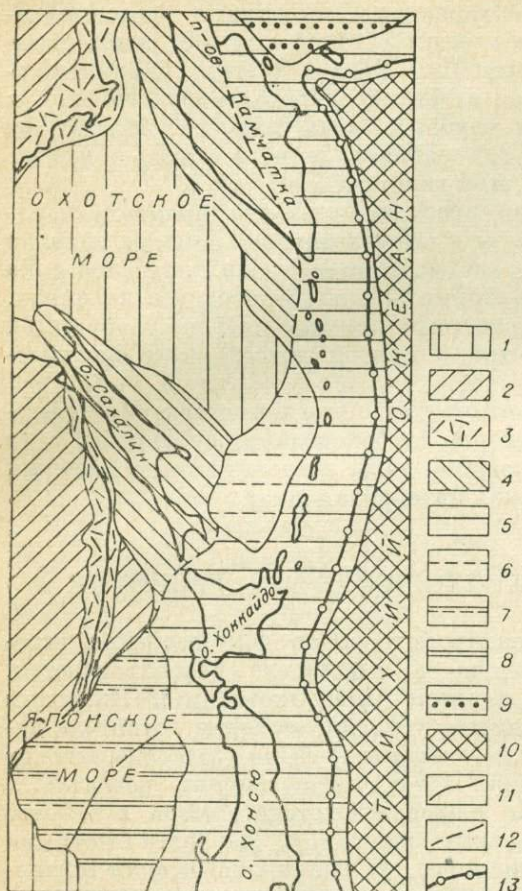


Рис. 82. Схема районирования северо-западного сектора по возрасту стабилизации структурных элементов. Составил И. К. Туезов.

1 — Охотоморская эпигерцидная плита; 2 — области мезозойского цикла стабилизации; 3 — Охотско-Чукотский и Восточно-Сихотэ-Алиньский наложенные вулканические пояса (Сг — N); 4 — области кайнозойского цикла стабилизации; 5—9 — современная геосинклиналь; 5 — унаследованная от кайнозойской геосинклинали; 6—9 — зоны, вовлеченные в современный геосинклинальный процесс, разрез осадочного слоя которых сложен: 6 — платформенными мезокайнозойскими породами, в основании которых залегают предположительно палеозойские и более древние комплексы с физическими свойствами базальтов, 7 — платформенными кайнозойскими породами, в основании которых залегают предположительно палеозойские и более древние комплексы с физическими свойствами базальтов, 8 — платформенными кайнозойскими породами, в основании которых залегают предположительно палеозойские и более древние комплексы с физическими свойствами гранитов, 9 — платформенными кайнозойскими породами, в основании которых залегают комплексы неуставленного возраста с физическими свойствами базальтов; 10 — талассократон Тихого океана; 11, 12 — границы областей с различным возрастом стабилизации фундамента; 11 — установленные, 12 — предполагаемые; 13 — оси глубоководных желобов.

коплением, по-видимому, довольно однородных в литологическом отношении толщ, в которых устойчивые отражающие границы отсутствуют. На втором этапе с одновременным увеличением темпов прогибания, очевидно, происходили частые изменения знаков движения, что обусловило накопление разнородных в литологическом отношении толщ с устойчивыми и протяженными отражающими границами. Прогибание различных частей Южно-Охотской и япономорских геосинклинальных котловин в различные отрезки времени было неравномерным. Об этом можно судить по соотношению отражающих границ с бортами котловин: в одних случаях они вблизи их перестают прослеживаться без заметного сближения между собой, в других быстро «выклиниваются», в третьих — продолжают прослеживаться за пределы котловин. Последний случай наблюдается на северо-востоке Центральной япономорской котловины и на северном борту Южно-Охотской. Эти явления, по-видимому, свидетельствуют о том, что окончательное оформление геосинклинальных котловин произошло после заполнения их осадками, т. е. на рубеже неогена и четвертичного периода. Присутствие в составе осадочного чехла котловин магнитоактивных образований и вулканических пород (Чайников, Репечка, 1966; Васильев, Шевалдин, 1972; Уено и др., 1972) указывает на то, что их формирование сопровождалось интенсивной вулканической деятельностью. Судя по высоким значениям теплового потока в геосинклинальных котловинах, их формирование и преобразование их земной коры из континентального типа в субокеанический протекали под воздействием разогрева верхней мантии.

Как отмечалось выше, распределение мощностей предположительно мезозойских и кайнозойских отложений свидетельствует о том, что заложение геосинклинальных зон и геосинклинальных трогов так же, как и геосинклинальных котловин, относится, вероятно, к неогену (позднему неогену?), потому что распределение мощностей верхней толщ, не говоря уже о нижней, слабо отражает строение этих структур (см. рис. 27, 29). Период от верхнего миоцена японские исследователи называют «стадией островных дуг» (Геологическое развитие..., 1968). Оформление геосинклинальных зон и геосинклинальных трогов в их современном виде, вероятно, относится к четвертичному периоду (Iijima, Kadami, 1961).

Мезозойская история развития, в различных районах этой территории была существенно различной. В японской геосинклинальной зоне и на Восточной Камчатке, как и в Сахалинской и Западно-Камчатской складчатых областях, геосинклинальные условия в мезозое, вероятно, были унаследованы от палеозоя, а кайнозойские — от мезозойских.

Земная кора Японской геосинклинальной зоны, в отличие от земной коры Курило-Камчатской зоны, к началу мезозоя, по-видимому, была в значительной степени консолидирована. На о. Хонсю основное осадконакопление в мезозое и кайнозое происходило на его побережьях и в шельфовых зонах, где сформировались осадки мощностью до 5—6 км. Условия развития на о. Хоккайдо в эти отрезки времени, вероятно, были сходными с развитием Сахалинской складчатой области: здесь так же, как в последней, оформляются крупные поднятия и прогибы с мощностью осадков до 10 км, в пределах которых в результате кайнозойских складчатых движений сформировались антиклинорий Хидака и синклинорий Исикари. С этой точки зрения, неясной представляется тектоническая позиция этого острова: принадлежит ли он Сахалинской складчатой области или входит в состав современной геосинклинальной системы. Учитывая контрастный характер аномалий силы тяжести, резкие колебания глубины до токопроводящего слоя верхней мантии, активные современные вулканизм и сейсмичность в его пределах и др., в настоящей работе он отнесен к современной геосинклинальной области. Однако, принимая во внимание его двойственную природу, это в определенной степени, по-видимому, условно.

Земная кора Курило-Камчатской зоны и прилегающего к ней глубоководного желоба к началу мезозоя была, очевидно, консолидирована в значительно меньшей мере, чем земная кора Японских островов. Об этом свидетельствуют значительные ее прогибания в мезозое и кайнозое, сопровождавшиеся накоплением осадочно-вулканогенных образований мощностью до 10—15 км (см. рис. 44). Распределение мощностей нижней и верхней толщ осадочного слоя указывает на то, что существенной миграции кайнозойских геосинклиналей относительно мезозойских ни на запад, ни на восток не происходило. Основное осадконакопление в эти отрезки времени было приурочено к одной и той же зоне (см. рис. 27, 29). Одновременно с этим следует отметить, что, как и в остальных районах Охотского сектора, в Курило-Камчатской зоне в кайнозое происходит, по-видимому, достаточно резкое изменение плана тектонических движений, что зафиксировано в значительном смещении зон кайнозойского осадконакопления относительно мезозойских.

Неясна домезозойская история геологического развития Курильской зоны, в которой мезозойско-кайнозойские образования, как указывалось, ложатся непосредственно на базальтовый слой земной коры: принадлежала ли она в это время к талассократону Тихого океана или ее домезозойские отложения были в течение мезозоя и кайнозоя преобразованы в породы с физическими свойствами базальтов. Не проливает свет на этот вопрос и обнаружение линзы базальтового слоя на восточном борту Курильской геосинклинальной зоны, так как неясно, сформировалась ли последняя в процессе домезозойского осадконакопления или ее образование относится к послепалеозойской стадии развития (например, в результате внутрикоровых инъекций базальтовых расплавов).

Следует, по-видимому, полагать, что со стадией активизации тектонического режима, наступившего в пределах рассматриваемой территории в неогене, связаны формирование уплотненных и разуплотненных блоков геосинклинальной зоны, высоко- и низкоскоростных зон, нарушение изостазии, дифференциация теплового потока, заложение геосинклинальных котловин и трогов и геосинклинальных зон, океанизация земной коры в геосинклинальных котловинах, миграция зон кайнозойского (позднейкайнозойского?) осадконакопления относительно мезозойских, формирование наложенных впадин (грабена Фосса-Магна в Японии, системы горстов и грабенов на юге Восточной Камчатки) и др. Судя по пересечению разнородными телами верхней мантии северного фланга Курило-Камчатской геосинклинальной зоны и прилегающей к нему части геосинклинального трога, а также учитывая северо-восточное простирание основных морфоструктур и аномалий геофизических полей в Японском море, процесс тектонической активизации, во всяком случае в западной части геосинклинальной зоны, был наложенным. Учитывая согласное соотношение перечисленных аномалий глубинного строения с простиранием геосинклинальных зон и геосинклинальных трогов, не исключено, что они были унаследованы от доверхнекайнозойского этапа геосинклинального развития, а активизация тектонического режима в их пределах выразилась в формировании аномалий глубинного строения второго порядка типа подъема кровли токопроводящего слоя верхней мантии, в формировании повышенной аномалии теплового потока и океанизации земной коры на Средних Курильских островах, в различном глубинном строении Юго-Западной и Северо-Восточной Японии и др. Пересечения структур отмечаются и в других районах: в центральной части о. Хонсю, где кайнозойский гребень Фосса-Магна наложился на более древние структуры этого острова; на о. Хоккайдо, где пересекаются сахалинские и курильские дислокации; на юге Восточной Камчатки и т. д.

Судя по высоким значениям теплового потока в центральной и северной частях Охотоморской плиты, не исключено, что процессами неотектонической активизации захвачена и эта структура.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В северо-западном секторе зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану к настоящему времени проведен значительный объем региональных сейсмических, гравиметрических, магнитометрических, геотермических, электромагнитных и высокоточных геодезических исследований. Комплексный анализ материалов этих исследований, проведенный в настоящей работе, позволил изучить особенности аномальных геофизических полей, строение осадочного слоя, консолидированной коры и верхней мантии, характер современных движений и изостазию земной коры, модели глубинного строения главнейших типов морфоструктур, уточнить имеющиеся представления о тектоническом районировании территории сектора, эволюции его земной коры и истории геологического развития.

### 1. Аномальные геофизические поля.

а) По особенностям аномалий силы тяжести в редукции Буге территория северо-западного сектора делится на две части, граница между которыми проходит примерно по линии Южная Камчатка — Южный Сахалин — Приморье. К северу от этой линии преобладают разноориентированные, часто неправильной или изометричной формы аномалии с небольшими амплитудами (20—40 мгл) и небольшими градиентами (0,2—0,3 мгл/км). В южной части сектора наиболее распространены протяженные, субпараллельные аномалии с большими амплитудами (100—200 мгл) и большими градиентами (1,0—1,6 мгл/км).

б) Аномальное магнитное поле северо-западного сектора зоны перехода напоминает аномальное магнитное поле восточной части Азиатского континента. Основные различия сводятся к большей роли в секторе зон протяженных аномалий и к появлению в его южной части аномалий устойчивого северо-восточного простирания.

в) Одна из характерных особенностей сейсмичности — зависимость глубины очагов землетрясений от возраста структур: в молодых структурах этап сейсмичности больше (землетрясения происходят как на малых, так и на больших глубинах), в древних — меньше (очаги землетрясений тяготеют в основном к малым глубинам).

г) Особенности теплового потока: контрастный характер его аномалий, средние значения которых изменяются от 0,7—0,9 мккал/см<sup>2</sup>·с в глубоководных желобах до 2,5—3,0 мккал/см<sup>2</sup>·с в глубоководных впадинах; зависимость их значений от глубины до кровли мантии (он меньше в районах с большей ее глубиной и выше в районах, где глубина до нее уменьшается); в отличие от континентов на его распределение основное влияние оказывает не остывание недр по мере увеличения возраста складчатости, а их разогревание в связи с неотектонической активизацией тех или иных районов.

2. **Осадочный слой.** Осадочный слой земной коры, к которому отнесены породы со скоростями 1,6—5,5 км/с, разделяются на две толщи: верхнюю и нижнюю. Верхняя толща насыщена большим количеством суб-

горизонтальных отражающих и преломляющих границ, нижняя обеднена ими, но наклонены они, как правило, значительно круче, чем границы верхней толщи. В верхней толще скорости распространения упругих волн составляют 1,6—4,5 км/с, в нижней они увеличиваются до 4,5—5,5 км/с. На основании привязки сейсмических границ той и другой толщ к обнажениям коренных пород и к разрезам буровых скважин, а также на основании определения скоростей в породах различных стратиграфических интервалов, верхняя толща условно датируется кайнозоем, нижняя — мезозоем.

Строение осадочного слоя Охотского региона значительно отличается от его строения в Японском регионе. В первом из них в его состав входят, как правило, обе толщи, во втором, за исключением тихоокеанского шельфа Японии, он состоит преимущественно из верхней толщи. Вместе с тем, его строение в Охотском и Японском морях отличается от его строения в остальных частях сектора. Мощность осадочного слоя в Охотском и Японском морях в среднем составляет 2 км и лишь по периферии первого из них она увеличивается до 6—8 км. Для этих морей характерны небольшие градиенты мощности и небольшие превышения продольных размеров структур над поперечными. В остальных районах сектора (Сахалин, Курило-Камчатская зона, тихоокеанский шельф Японии) мощность осадочного слоя достигает 8—14 км, структуры имеют линейный характер, значительно увеличиваются градиенты его мощности. Аналогичные особенности строения в этих районах имеют верхняя и нижняя толщи осадочного слоя.

Согласно имеющимся данным, основные перспективы в нефтегазоносном отношении связаны с верхней, относительно рыхлой толщей осадочного слоя. Учитывая мощность этой толщи, характер осложняющих ее структур и др., наибольшего внимания, с этой точки зрения, заслуживают шельфовые зоны Сахалина, Камчатки и Японии, Татарский пролив и др.

**3. Консолидированная кора.** Консолидированная кора в настоящей работе разделяется на два слоя: гранитный и базальтовый.

Гранитный слой прослеживается в секторе не повсеместно. Он отсутствует в глубоководных впадинах морей, в Курильской зоне. Максимальной мощности, равной 16—20 км, он достигает на Сахалине и в Японии, где в его составе выделяются две толщи со скоростями 5,6—6,0 и 6,0—6,4 км/с.

Базальтовый слой в отличие от гранитного развит повсеместно. Максимальной мощности (24—32 км) он достигает в желобообразных прогибах, протягивающихся вдоль Японии, Сахалина и восточного борта Курило-Камчатской дуги. В Охотском и Японском морях его мощность уменьшается до 4—8 км. На Сахалине и в Японии в основании этого слоя выделяется так называемый промежуточный слой со скоростями около 7,4 км/с.

Сильным вариациям подвержена мощность земной коры, которая, так же как мощность базальтового слоя, максимума (35—50 км) достигает на Сахалине, в Японии и на восточном борту Курило-Камчатской зоны. Под глубоководными впадинами морей ее мощность сокращается до 6—10 км, а под северным и центральным районами Охотского моря и под банкой Ямато — до 16—24 км. В глубоководных впадинах морей и в Курило-Восточно-Камчатской зоне земная кора двухслойна (осадочный и базальтовый слои). В остальных районах кора включает в себя все три слоя, но соотношение их мощностей от района к району резко меняется. Например, в Татарском проливе и на Западном Сахалине в составе земной коры заметную роль играет осадочный слой: при общей ее мощности 24—28 км толщина последнего достигает 10 км. К северу от Сахалина в составе земной коры основное место занимает базальтовый слой, мощность которого 28 км при общей толщине коры 32 км.

#### 4. Верхняя мантия.

а) Наиболее крупной и резко очерченной неоднородностью строения верхней мантии является сейсмофокальная зона, к которой приурочено подавляющее число промежуточных и глубоководных землетрясений.

б) Зоны пониженных (до 7,2—7,5 км/с) скоростей продольных волн и повышенного поглощения поперечных волн обнаружены в верхах мантии на глубинах 30—40 (до 80) км под современными вулканами и группами вулканов Восточной Камчатки. Эти зоны объединяются в цепь, которая протягивается практически непрерывно вдоль всего Восточно-Камчатского вулканического пояса.

На глубинах до 150—200 км рассматриваемые зоны проявляют себя как асейсмичные области. Их подошва, по-видимому, достигает сейсмофокальной зоны. Аналогичные области пониженных скоростей продольных волн и повышенного поглощения поперечных волн зафиксированы в мантии Курильских островов и Северо-Восточной Японии, которые совпадают в этих районах с зонами разуплотнения в верхней мантии с дефицитом плотностей около 0,4 г/см<sup>3</sup>.

в) В отличие от островных дуг в верхней мантии глубоководных желобов и глубоководных впадин выделяются уплотненные блоки. Под желобами они простираются до глубин 75—125 км, характеризуются избыточной плотностью 0,1—0,2 г/см<sup>3</sup> и совпадают с верхней частью сейсмофокальной зоны. Под впадинами нижняя кромка уплотненных блоков залегает на глубинах 40—50 км, а величины избыточных плотностей колеблются около 0,01—0,02 г/см<sup>3</sup>. И тем, и другим блокам отвечают области «нормальных» и пониженных скоростей. Зона уплотнения в верхней мантии выделяется также под впадиной Дерюгина Охотского моря. Она простирается на глубину до 60—120 км при избыточной плотности 0,05—0,1 г/см<sup>3</sup>. Верхняя мантия Юго-Западной Японии, центральной и северной частей Охотского моря характеризуется «нормальными» или близкими к ним величинами плотностей и скоростей сейсмических волн.

г) Относительно величин скоростей в сейсмофокальной зоне существуют противоречивые представления. Одни исследователи (Т. Утсу, Т. Иосии, С. А. Болдырев и др.) указывают, что скорости в сейсмофокальной зоне по сравнению с прилегающими частями мантии повышены в среднем на 0,5 км/с. Другие (Р. З. Тараканов, Ким Чун Ун, Н. Б. Пивоварова) считают, что скорости в ней на глубинах более 100 км, наоборот, понижены в среднем на 0,2—0,3 км/с. Может быть выдвинуто два предположения для объяснения этих расхождений: 1) пониженные скорости волн характерны для части сейсмофокальной зоны, прилегающей к континентальному блоку земной коры, а повышенные — ее части, соседней с океаническим блоком; 2) указанные различия в скоростях отражают изменения физических свойств по простиранию сейсмофокальной зоны, так как данные об их повышенных значениях относятся в основном к камчатскому и японскому отрезкам этой зоны, о пониженных — к курильскому. Следует отметить, что подобные изменения скоростей вдоль простирания сейсмофокальной зоны отмечаются по данным ГСЗ. Значительно изменяются по простиранию и величины избыточных плотностей в этой ее части. На Восточной Камчатке, кроме того, зарегистрированы явления инверсии скоростей с глубиной.

д) Интересной особенностью строения верхней мантии является наличие в ней плотностных зон, занимающих кососекущее положение относительно северного фланга Курильской дуги и прилегающей к ней части глубоководного желоба.

е) Верхняя мантия глубоководных впадин и прикурильской части Тихого океана неоднородна по магнитным свойствам: здесь выделяются магнитоактивные тела с глубиной залегания до 50—60 км.

ж) В сейсмофокальной зоне и в прилегающих к ней участках мантии на глубинах 60—90, 120—160, 220—300 и 370—430 км выделяются астеносферные слои.

з) В верхней мантии северо-западного сектора прослеживаются два токопроводящих слоя. Глубина верхнего из них под восточной частью Азиатского материка составляет 150—200 км, в зоне перехода — 110—130 км, вблизи границы последней с Тихим океаном — 75—90 км, в Тихом океане и в Японском море — 40—50 км. Вдоль восточного побережья Японии выделяется узкая желобообразная депрессия с глубиной до этого слоя около 200 км. На северо-востоке Японии и на Средних Курильских островах этот слой обнаруживает куполообразные воздымания до глубин примерно 40—50 км. Нижний слой залегает на глубинах 370—400 км. Ундуляций его кровли не установлено.

и) Судя по приводимым выше соотношениям величин теплового потока с глубиной до кровли мантии, последняя, по-видимому, неоднородна также по геотермическим условиям.

#### 5. Современные движения земной коры и изостазия.

а) Для северо-западного сектора зоны перехода характерны значительные современные тектонические подвижки земной коры, величина которых (например, на Южном Сахалине) достигает 9 мм/год. Для Японии замерены также горизонтальные движения, имеющие сложный характер и достигающие за последние 80 лет 2 м.

б) Земная кора Охотского, Японского морей и западной части Тихого океана в основном изостатически уравновешена. В пределах системы островные дуги — глубоководные желоба ее изостазия, наоборот, сильно нарушена. В Курило-Камчатской и западной части Алеутской дуг отмечается недостаток ее мощности в 7—15 км, а в глубоководных желобах — избыток на такую же величину. Отмечаются некоторые ее нарушения (недостаток мощности на 3—4 км) в пределах подводных хребтов окраинных морей, на о. Сахалин и в Татарском проливе. Сложное чередование недокомпенсированных и перекомпенсированных блоков отмечается в Японии. В большинстве районов северо-западного сектора, независимо от знаков структур, земная кора недокомпенсирована. Это свидетельствует, по-видимому, о том, что состав и мощность земной коры под действием внешних условий изменяются значительно медленнее, чем рельеф ее поверхности.

6. Модели глубинного строения основных типов морфоструктур. В качестве основных типов морфоструктур рассматриваются шельфовые зоны, материковые склоны, глубоководные впадины окраинных морей, их подводные возвышенности, островные дуги и глубоководные желоба. Для полноты картины модели глубинного строения последних четырех типов морфоструктур проанализированы также для западной части Беринговского и северной части Филиппинского регионов.

а) Шельфовые зоны характеризуются сложным глубинным строением, определяемым теми структурами, к которым эти зоны прилегают. Собственными, присущими только им, особенностями строения они не обладают.

б) Отличительной особенностью материковых склонов является выклинивание в их пределах гранитного слоя и срезание слоев верхней части осадочного слоя, а также градиентный характер аномалий геофизических полей, глубин моря, мощностей земной коры, гранитного и базальтового слоев.

в) Глубоководные впадины окраинных Восточно-Азиатских морей характеризуются сходными друг с другом аномалиями геофизических полей и строением земной коры. Аномалии силы тяжести и теплового потока в их пределах относительно повышены (260—320 мгл и 2,0—3,0 мккал/см<sup>2</sup>·с). Земная кора состоит из двух слоев (осадочного и базальтового), имеет небольшую мощность (7—10 км), насыщена магнитовоз-

муцающими телами, асейсмична и находится в состоянии, близком к изостазии. Верхняя мантия глубоководных впадин несколько уплотнена, характеризуется разнообразными значениями скоростей, ее сейсмичность связана в основном с сейсмофокальной зоной.

г) Аномалии силы тяжести и теплового потока в пределах подводных возвышенностей глубоководных впадин, по сравнению с последними, несколько понижены и составляют соответственно 120 мгл и  $1,8 \text{ мккал/см}^2 \cdot \text{с}$ . Земная кора включает в себя все три слоя, имеет мощность 17—25 км, асейсмична и характеризуется некоторыми отклонениями от изостазии. Верхняя мантия, так же как земная кора, в большинстве случаев асейсмична (скорости и плотности мантии подводных возвышенностей практически не изучены).

д) Островные дуги характеризуются наиболее сложным строением. Возраст пород в одних дугах (Японская) изменяется от докембрия до кайнозоя, другие (Идзу-Бонинская) сложены только кайнозойскими образованиями. Значения аномалий силы тяжести в их пределах варьируют от  $-40$  до  $+240$  мгл, теплового потока от  $1,4$  до  $1,8 \text{ мккал/см}^2 \cdot \text{с}$ , мощность земной коры от 15 до 45 км, а ее состав от трехслойного до двухслойного (осадочный, базальтовый слой). Значения аномалий силы тяжести, мощностей земной коры и гранитного слоя находятся в прямой зависимости от возраста пород, слагающих островные дуги: аномалии силы тяжести меньше, а мощности земной коры и гранитного слоя больше в островных дугах, в состав которых входят древние породы, и меньше в дугах с молодым возрастом слагающих их образований. Скорости пород в низах земной коры и в верхней мантии островных дуг, как правило, занижены и составляют в среднем  $6,3$ — $6,6 \text{ км/с}$  и менее  $8,0$  соответственно, а в нижней толще осадочного слоя, наоборот, завышены. Поверхность М, как правило, нечеткая. Заниженные скорости в низах земной коры и в верхней мантии и нечеткий характер поверхности М свидетельствуют, по-видимому, о наличии здесь так называемой коромантийной смеси, а повышенные скорости в нижней толще осадочного слоя указывают на преобладание в его разрезе вулканогенных образований. Земная кора островных дуг высокосейсмична и характеризуется значительными отклонениями от изостазии. В ее разрезе присутствуют магнитоактивные массы.

Верхняя мантия островных дуг, так же как их земная кора, высокосейсмична, характеризуется разуплотнением, наличием астеносферных и токопроводящих слоев, а также резкими колебаниями глубины до кровли последних.

е) Глубоководные желоба, так же как глубоководные впадины, отличаются довольно простым и сходным друг с другом строением. Значения аномалий силы тяжести в их пределах колеблются от 280 до 320 мгл, теплового потока — от  $0,7$  до  $0,9 \text{ мккал/см}^2 \cdot \text{с}$ . Земная кора состоит из двух слоев (осадочного и базальтового), имеет мощность 7—9 км, как правило, довольно высокосейсмична и характеризуется значительными отклонениями от изостазии. Верхняя мантия, как и земная кора, высокосейсмична, уплотнена. Скорости сейсмических волн в ней «нормальные» или повышены.

**7. Тектоническое районирование.** В составе северо-западного сектора выделяются Охотоморская эпипалеозойская плита, Сахалинская и Западно-Камчатская кайнозойские складчатые области и предполагаемая современная геосинклинальная область.

а) Для Охотоморской эпипалеозойской плиты, занимающей центральную и северную части Охотского моря, характерна слабая дислоцированность пород чехла, сложенного мезозойскими и кайнозойскими комплексами, изометричный характер структур и аномалий геофизических полей, относительно небольшие градиенты последних и мощности осадочного чехла. Судя по характеру залегания сейсмических границ,

мезозойские отложения местами, по-видимому, затронуты складчатостью. Фундамент плиты сложен породами гранитного сейсмического слоя, возраст которых по привязке сейсмических горизонтов к обнажениям коренных пород условно определяется как палеозойский и, может быть, более древний. В центральных частях плиты прослеживается зона поднятий, в ряде мест которой мезозойские отложения отсутствуют, а мощность кайнозойских значительно сокращена.

Мощности земной коры, гранитного и базальтового слоев в пределах Охотоморской плиты равны в среднем 25—26, 9—10 и 12 км соответственно. Их структуры, так же как структуры осадочного чехла, характеризуются изометричной формой.

Мезозойские отложения осадочного чехла и консолидированная кора насыщены магнитоактивными образованиями.

Мантия плиты характеризуется в основном «нормальными» значениями скоростей и плотностей и лишь во впадине Дерюгина предполагается ее уплотнение. Незначительное разуплотнение мантии можно ожидать также под центральной частью плиты.

Тепловой поток Земли в пределах плиты достаточно высокий. Его значения, в среднем равные  $1,6 \text{ мккал/см}^2 \cdot \text{с}$ , в отдельных пунктах превышают  $4,0 \text{ мккал/см}^2 \cdot \text{с}$ . Земная кора плиты близка к изостазии. Ее сейсмичность изучена слабо, хотя имеются основания полагать, что она асейсмична или слабосейсмична.

б) Осадочный сейсмический слой Сахалинской и Западно-Камчатской складчатых областей, так же как осадочный чехол Охотоморской плиты, сложен мезозойско-кайнозойскими комплексами, мощность которых достигает 10—12 км. Однако в отличие от плиты они нередко интенсивно дислоцированы (особенно на суше) и смяты в структуры линейного типа. По направлению к морю строение последних обычно упрощается: уменьшаются углы наклона крыльев, сокращается количество тектонических нарушений и др. Кайнозойские структуры относительно мезозойских ориентированы, как правило, согласно, однако их оси часто смещены относительно друг друга. Один из таких примеров наблюдается на западе о. Сахалин и в Татарском проливе, где ось кайнозойского прогиба значительно смещена на запад относительно мезозойского.

Мощности земной коры, гранитного и базальтового слоев значительно больше, чем в пределах Охотоморской плиты. Они имеют значения, обычные для складчатых областей: 36—38, 16—17, 16—18 км соответственно. Земная кора кайнозойских складчатых областей насыщена магнитоактивными образованиями. Она находится в состоянии, близком к изостазии. Сахалинская складчатая область, в отличие от Западно-Камчатской, характеризуется высокой сейсмической активностью, которая связана в основном с земной корой и частично с сейсмофокальной зоной. Последняя располагается на глубинах около 500 км и проектируется только на южные районы этой области.

Земная кора и верхи мантии Сахалинской складчатой области характеризуются высокими значениями скоростей, что, по-видимому, свидетельствует о насыщении земной коры основным материалом. В тесной связи с этим фактом находится, очевидно, и вещественный состав верхов мантии.

Тепловой поток в кайнозойских складчатых областях низкий. Его значения близки к  $1,0 \text{ мккал/см}^2 \cdot \text{с}$ .

в) Область, выделяемая под названием современной геосинклинали и включающая в свой состав островные дуги, глубоководные желоба и глубоководные впадины, резко отличается по своему глубинному строению и тектоническому режиму от описанных выше тектонических провинций. Для нее характерны значительные колебания рельефа кровли литосферы от +3500 м в островных дугах до —10 000 м и более в глу-

боководных желобах; линейная или значительно вытянутая форма морфоструктур, аномалий геофизических полей и структур земной коры; «напряженный» характер аномалий силы тяжести (второй из описанных выше типов); преимущественно высокие и резко меняющиеся значения теплового потока; резкие изменения мощности земной коры и гранитного слоя вплоть до отсутствия последнего на значительной ее площади; контрастное строение верхней мантии, в которой разуплотненные и низкоскоростные блоки перемежаются с уплотненными и высокоскоростными зонами; высокая активность современных сейсмических и вулканических процессов; совпадение ее контуров с проекцией сейсмофокальной зоны на дно моря; значительные нарушения изостазии земной коры.

В составе геосинклинальной области выделяются геоантиклинальные зоны, геосинклинальные трюги и геосинклинальные котловины, сложенные кайнозойскими (неогеновыми?) и антропогеновыми отложениями. Первые из них в общих чертах соответствуют островным дугам, вторые — глубоководным желобам, третьи — глубоководным впадинам окраинных морей. В курильской части Курило-Камчатской геоантиклинальной зоны кайнозойские отложения смяты в структуры типа антиклинальных поднятий и синклинальных прогибов, на Восточной Камчатке и в Японской геоантиклинальной зоне — в структуры типа антиклинориев и синклинориев. В геосинклинальных трюгах и геосинклинальных котловинах эти отложения практически не дислоцированы. На большей части рассматриваемой геосинклинальной области кайнозойские отложения подстилаются предположительно мезозойскими комплексами, которые в Южно-Охотской геосинклинальной котловине слагают нижний структурный ярус платформенного чехла. Исключение составляют Центральная япономорская геосинклинальная котловина и южная часть Курило-Камчатского геосинклинального трюга, в пределах которых кайнозойские отложения ложатся непосредственно на древний фундамент. В япономорских и Южно-Охотской геосинклинальных котловинах кровля докайнозойских отложений, представляющая собой, по-видимому, поверхность размыва, образует резкие структурные формы амплитудой до 2 км. Домезозойский фундамент на Восточной Камчатке, в Японской геоантиклинальной зоне, в геосинклинальной котловине Хонсю и банке Ямато сложен предположительно палеозойскими и более древними комплексами с физическими свойствами гранитов (гранитный сейсмический слой), в Центральной япономорской и Южно-Охотской геосинклинальных котловинах — породами предположительно того же возраста, но с физическими свойствами базальтов (базальтовый сейсмический слой), в Курильской зоне — породами с физическими свойствами базальтов не установленного возраста.

#### 8. Об эволюции земной коры и истории ее геологического развития.

а) В северо-западном секторе зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану активно сосуществуют друг с другом во времени и в пространстве процессы созидания и разрушения земной коры. Первые из них наиболее активно проявляются в островных дугах, где происходит формирование земной коры за счет привноса глубинного вещества при вулканических процессах; вторые — в глубоководных впадинах окраинных морей, земная кора континентального типа которых в процессе их прогибания в позднем неогене и антропогене трансформировалась в кору субокеанического типа. Тот и другой процессы протекают на фоне надвижения континента на океан или погружения под первый литосферных океанических блоков. Гипотеза значительных горизонтальных перемещений коромантийных блоков в зоне перехода рассмотренными материалами не подтверждается.

б) Домезозойская история геологического развития из-за недостатка материалов в работе не рассматривается. В начале мезозоя на территории, занятой Охотским и Японским морями, установился платформенный

режим, унаследованный, по-видимому, от палеозоя. В районе Охотского моря осадконакопление происходило в течение всего мезозоя и кайнозоя, в районе Японского — преимущественно в кайнозое. На остальной территории сектора в рассматриваемый отрезок времени преобладали геосинклинальные условия, также, видимо, унаследованные от палеозоя, которые сопровождалась накоплением осадков мощностью до 10—15 км. Неясной представляется домезозойская история развития Курильской зоны: принадлежала ли она в это время талассократону Тихого океана или ее домезозойские образования в процессе последующего развития преобразовались в породы с физическими свойствами базальтов. Несколько отличается от остальных районов мезозойско-кайнозойская история развития о. Хонсю, земная кора которого к началу мезозоя, вероятно, была в значительной степени консолидирована, вследствие чего основное осадконакопление в этот отрезок времени здесь происходило в отдельных прогибах вдоль побережий этого острова и на его шельфах.

К концу третичного периода геосинклинали на Сахалине и Западной Камчатке замкнулись. В Курило-Камчатской и Японской островных дугах и прилегающих к ним глубоководных желобах эти условия, по-видимому, сохраняются до настоящего времени. В неогене (миоцене) в геосинклинальное развитие вовлекаются южная часть Охотского моря и Японское море, в пределах которых формируются глубоководные впадины и происходит преобразование коры континентального типа в кору субокеаническую.

Несмотря на значительный объем геолого-геофизической информации, полученной в секторе к настоящему времени, имеется целый ряд слабо изученных проблем и спорных вопросов, важных в практическом и научном отношении и поэтому требующих первоочередного внимания. К таким вопросам, с нашей точки зрения, относятся:

выяснение геологической природы основных физических границ раздела в земной коре и верхней мантии;

дальнейшее детальное геолого-геофизическое изучение вопросов, связанных с проблемой эволюции земной коры в зоне перехода в ходе ее геологического развития;

изучение строения и выяснение геологической природы островных дуг, глубоководных желобов и глубоководных впадин окраинных морей;

изучение связей приповерхностного и глубинного строения;

изучение строения верхней толщи осадочного слоя как основного нефтегазосодержащего объекта.

## ЛИТЕРАТУРА

- Аверьянова В. Н.* Детальная характеристика сейсмических очагов Дальнего Востока. М., «Наука», 1968. 191 с.
- Аверьянова В. Н., Волков А. Н., Лившиц М. Х., Сергеев К. Ф., Соловьев С. Л., Сирик И. М., Тараканов Р. З., Таболяков А. Я., Тузов И. К.* Вопросы глубинного строения и развития Курильской зоны современного вулканизма.—В кн.: Вулканизм и глубинное строение Земли. М., «Наука», 1966. (Тр. Второго вулканолог. совещ., т. III), с. 25—39.
- Аксенович Г. И., Аронов Л. Е., Гагельганц А. А., Гальперин Е. И., Зайончковский М. А., Косминская И. П., Кракшина Р. М.* Глубинное сейсмическое зондирование в центральной части Каспийского моря. М., Изд-во АН СССР, 1962, 152 с.
- Алексейчик С. Н.* Геоструктурная схема Японо-Охотской кайнозойской геосинклинальной области. Атлас Сахалинской области. М., Изд. ГУГК, 1967, 27 с.
- Алексейчик С. Н., Гальцев-Безюк С. Д., Ковальчук В. С., Сычев П. М.* Тектоника, история геологического развития и перспективы нефтегазоносности Сахалина.—«Тр. ВНИГРИ», вып. 217, 1963, 273 с.
- Алексейчик С. Н., Гальцев-Безюк С. Д., Ковальчук В. С., Таболяков А. Я., Шеремета О. О.* Тектоническая схема Сахалина. Атлас Сахалинской области. М., Изд. ГУГК, 1967, с. 26—27.
- Андреев А. А.* Изостатическое состояние островов Сахалин и Хоккайдо.—«Тр. СахКНИИ», 1970, вып. 24, с. 36—42. (Геофиз. сб., № 2).
- Андреева И. Б., Удинцев Г. Б.* Строение дна Японского моря по данным исследований экспедиции на «Витязе».—«Изв. АН СССР. Серия геол.», 1958, № 10, с. 3—20.
- Ансимов Е. М., Седов Б. М., Шеварц Д. Б.* Сейсморазведка на Северо-Востоке СССР.—В кн.: Геологические результаты геофизических исследований в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск, «Наука», 1967, с. 438—442.
- Аргентов В. В., Оспанов А. Б., Попов А. А.* Структура земной коры Юго-Западного Приморья.—«Тр. СахКНИИ», 1974, вып. 25, с. 71—78.
- Артемов М. Е.* О связи нарушений изостатического равновесия с новейшими и современными тектоническими движениями.—В кн.: Изостазия. М., «Наука», 1964. (Международный геологический конгресс, XXII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 12), с. 36—48.
- Асано С.* Изучение структуры земной коры Хонсю (Япония) методом взрывной сейсмологии.—В кн.: Глубинная структура дальневосточных морей и островных дуг. Южно-Сахалинск, 1972, с. 99—109. (Тр. СахКНИИ, вып. 33).
- Атлас землетрясений в СССР.* М., 1962, 336 с.
- Атлас Сахалинской области.* М., Изд. ГУГК, 1967, 135 с.
- Балеста С. Т., Штейнберг Г. С.* Сейсморазведочные работы в районе Авачинского вулкана.—«Геол. и геофиз.», 1965, № 8, с. 129—133.
- Балыкин К. И., Байсарович М. И.* Южное Приморье.—В кн.: Физические свойства осадочного покрова территории СССР. М., «Недра», 1967, с. 684—696.
- Белоусов В. В.* Земная кора и верхняя мантия материков. М., «Наука», 1966, 121 с.
- Белоусов В. В.* Земная кора и верхняя мантия океанов. М., «Наука», 1968, 253 с.
- Белоусов В. В.* Об одной гипотезе развития океанов.—«Бюлл. МОИП. Отд. геол.», 1970, т. XLV (4), с. 92—114.
- Белоусов В. В., Косминская И. П.* Строение и развитие переходных зон между материками и океанами.—В кн.: Проблемы строения земной коры и верхней мантии. Т. 7. М., «Наука», 1970, с. 7—24.
- Белоусов В. В., Рудич Е. М.* О месте островных дуг в истории развития Земли.—«Сов. геология», 1960, № 19, с. 3—22.
- Беляев И. В., Беляева Д. Н., Митвич И. М., Титов В. А.* Аномальное магнитное поле Северо-Востока СССР.—В кн.: Тектоника Сибири. Т. IV. М., «Наука», 1970, с. 42—46.

Беляев П. В., Корсаков О. Д., Чиков Б. М., Юнов А. Ю. Тектоническое районирование залива Шелихова и прилегающих районов (по геофизическим данным).— «Докл. АН СССР», 1966, т. 171, № 5, с. 1149—1152.

Беляевский Н. А., Борисов А. А. Глубинное строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса.— «Сов. геология», 1964, № 9, с. 29—46.

Беляевский Н. А., Петрушевский Б. А. Основные проблемы геологии зоны сочленения Азиатского материка и Тихого океана.— В кн.: Тектоника Советского Дальнего Востока и прилегающих акваторий. М., «Наука», 1968, с. 15—29.

Бердичевский М. Н. Электрическая разведка методом магнитотеллурического профилирования. М., «Недра», 1968, 255 с.

Берснев И. И. Происхождение впадины Японского моря.— В кн.: Глубинная структура дальневосточных морей и островных дуг. Южно-Сахалинск, 1972, с. 40—46. (Тр. СахКНИИ, вып. 33).

Берснев А. Ф., Гайманов А. Г., Ковылин В. М., Строев П. А. Интерпретация геофизических данных переходной зоны в районе Японского моря.— «Морские гравиметрические исследования», Изд-во МГУ, 1969, вып. 4, с. 67—79.

Берснев А. Ф., Гайманов А. Г., Ковылин В. М., Строев П. А. Строение земной коры и верхней мантии Японского моря и прилегающей к Японии зоны Тихого океана.— В кн.: Проблемы строения земной коры и верхней мантии. Т. 7. М., «Наука», 1970, с. 50—61.

Берснев А. Ф., Ковылин В. М. Некоторые особенности глубинного строения земной коры южной части Японского моря.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1969, № 5, с. 17—22.

Берснев А. Ф., Ковылин В. М. Строение земной коры в Японском море в области материкового склона Южного Приморья и Северо-Восточной Кореи.— «Тр. Ин-та океанологии АН СССР», М., «Наука», 1970, т. LXXXVII, с. 168—173.

Биккенина С. К., Трескова Ю. А. О сейсмических волнах и некоторых особенностях разреза земной коры центральной части острова Сахалина.— «Тр. СахКНИИ», 1970, вып. 24, с. 168—173. (Геофизический сб., № 2).

Борец В. В. Некоторые характеристики электромагнитного поля Земли на островах Кунашир и Шикотан.— В кн.: Седьмая конференция молодых ученых и специалистов. Новоалександровск, 1972, с. 14—16.

Борисов А. А. Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. М., «Недра», 1967, 303 с.

Боровинский Б. А., Соловьев С. Л., Токарев П. И., Федотов С. А. Состояние и задачи сейсмологических наблюдений на Дальнем Востоке.— «Информ. бюлл. ЕССН при Совете по сейсмологии АН СССР», 1968, № 16—17, с. 12—21.

Булина Л. В. Об использовании материалов аэромагнитной съемки для изучения глубинного строения земной коры в пределах Сибирской платформы.— «Сов. геология», 1961, № 5, с. 134—137.

Бюллетени сильных землетрясений в СССР за 1957—1961 гг. (Труды Ин-та физики Земли АН СССР). 1957 — в 1960 г. № 10, 191 с.; 1958 — в 1961 г. № 16, 130 с.; 1959 — в 1962 г. № 22, 122 с.; 1960 — в 1963 г. № 28, 146 с.; 1961 — в 1964 г. № 33, 143 с.

Ваньян Л. Л., Ляпишев А. М., Мардерфельд Б. Е., Родионов А. В., Туезов И. К. Аномальное поведение солнечно-суточных геомагнитных вариаций на Курильских островах.— В кн.: Геомагнитные исследования. Т. 13. М., «Наука», 1971, с. 30—32.

Ваньян Л. Л., Мардерфельд Б. Е., Туезов И. К. Аномалия в геомагнитных вариациях на Дальнем Востоке.— «Геомагнетизм и аэрономия», М., «Наука», 1968, т. VIII, № 4, с. 719—725.

Ваньян Л. Л., Мардерфельд Б. Е. Аномальное поведение геомагнитных вариаций на территории Дальнего Востока.— В кн.: Глубинная структура дальневосточных морей и островных дуг. Южно-Сахалинск, 1972, с. 288—293. (Тр. СахКНИИ, вып. 33).

Ваньян Л. Л., Туезов И. К., Мардерфельд Б. Е., Родионов А. В., Ляпишев А. М., Матвеев В. М., Немцова Э. Б., Цилин Л. А. Структура переменного геомагнитного поля на территории Дальнего Востока.— «Тр. СахКНИИ», 1969, вып. 20, сб. № 1, с. 239—256.

Вартанов С. П., Газельганц А. А., Кроленко И. И., Левченко В. А., Маловицкий Я. П., Милашин А. П., Раппопорт С. Я., Федынский В. В., Шапировский Н. И., Шехинский Э. М. Геологические результаты морских геофизических исследований в СССР.— В кн.: Международный геологический конгресс, XXII сессия. Докл. сов. геологов. М., «Недра», 1965, с. 124—141.

Васильев Б. И., Васильковский Н. П. Открытие морских миоценовых отложений на континентальном склоне залива Петра Великого (Японское море).— «Докл. АН СССР», 1971, т. 198, № 5, с. 1195—1198.

Васильев Б. И., Маркевич П. В. О геологическом строении возвышенности Ямато (Японское море).— В кн.: Вопросы геологии дна Японского моря. Владивосток, 1973, с. 58—65.

Васильев Б. И., Шевалдин Ю. В. О строении центральной и юго-восточной частей Японского моря.— В кн.: Глубинная структура дальневосточных морей и островных дуг. Южно-Сахалинск, 1972, с. 322—327. (Тр. СахКНИИ, вып. 33).

- Васильковский Н. П.* Учение о геосинклиналях в свете современной геологии.— «Тр. СНИИГИМСа», М., Гостоптехиздат, 1960, вып. 13, с. 5—56.
- Васильковский Н. П.* О направленности геологических процессов в истории Земли.— «Геол. и геофиз.», 1962, № 11, с. 41—51.
- Васильковский Н. П.* Особенности строения и развития северо-западного сектора Тихоокеанского пояса (с позиции необратимого развития земной коры).— В кн.: Тектоника советского Дальнего Востока и прилегающих территорий. М., «Наука», 1968, с. 30—43.
- Васильковский Н. П., Туезов И. К.* Некоторые важнейшие задачи изучения советской части Тихоокеанского подвижного пояса.— «Геол. и геофиз.», 1966, № 8.
- Васильковский Н. П., Удинцев Г. Б., Карп Б. Я., Моуравова Е. А.* Японское море — реликт океана.— В кн.: Глубинная структура дальневосточных морей и островных дуг. Южно-Сахалинск, 1972, с. 70—77. (Тр. СахКНИИ, вып. 33).
- Ватанабе Т.* Величина теплового потока в земной коре на морском дне в морской котловине Сикоку и термическая структура глубинного вещества.— В кн.: Изучение аномалий электропроводности в Японии. М., «Мир», 1969, с. 135—142.
- Вержбицкий Е. В.* Измерение магнитного поля в океане и связь магнитной неоднородности с рельефом дна северо-западной части Индийского океана и Японского моря. Автореф. канд. дисс. М., 1969. 26 с.
- Веселов О. В.* Определение естественных температур горных пород и геотермического градиента, нарушенных в результате бурения, на примере скв. 1-пр. Борисовской площади (Приморье).— «Тр. СахКНИИ», 1970, вып. 24, с. 129—137. (Геофизический сб., № 2).
- Веселов К. Е., Евдокимов Ю. С., Жилин А. В., Телепин М. А.* О гравиметрической съемке с морскими статическими гравиметрами в Охотском море и Тихом океане.— «Прикладная геофизика», 1961, вып. 29, с. 136—156.
- Веселов О. В., Туезов И. К.* Тепловой поток в северо-западном секторе Тихоокеанского подвижного пояса.— «Тр. СахКНИИ», 1972, вып. 26, с. 171—242. (Геофизический сб., № 3).
- Виноградов А. П.* Химическая эволюция Земли. Первое чтение им. В. И. Вернадского. М., Изд-во АН СССР, 1959. 44 с.
- Волкова Н. А.* Составляющая теплового потока за счет радиоактивности земной коры в северо-западном секторе зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану.— «Тр. СахКНИИ», 1974, вып. 30, с. 185—189. (Геофизический сб., № 4).
- Волкова Н. А., Веселов О. В., Соинов В. В., Тихомиров В. М.* Тепловой поток в Хабаровском крае.— «Тр. СахКНИИ», 1970, вып. 24, с. 189—191. (Геофизический сб., № 2).
- Волкова Н. А., Еремин Г. Д.* К вопросу об интерпретации локальных аномалий теплового потока.— «Тр. СахКНИИ», 1974, вып. 30, с. 190—194. (Геофизический сб., № 4).
- Вольвовский И. С., Рябой В. З., Шрайбманн В. И.* Глубинное геологическое строение Ферганской впадины по геофизическим данным.— «Сов. геология», 1962, № 1, с. 156—159.
- Воробьев В. М.* Результаты гидромагнитной съемки акваторий, прилегающих к западной части Алеутской островной дуги.— «Тр. СахКНИИ», 1970, вып. 24, с. 138—146. (Геофизический сб., № 2).
- Воробьев В. М., Якушко Г. Г.* О выделении нормального геомагнитного поля западной части Алеутской островной дуги.— «Тр. СахКНИИ», 1970, вып. 24, с. 191—192. (Геофизический сб., № 2).
- Гайнанов А. Г.* Маятниковые определения силы тяжести в Охотском море и в северо-западной части Тихого океана.— «Тр. Ин-та океанологии АН СССР», 1955, т. 12, с. 145—154.
- Гайнанов А. Г.* О некоторых результатах гравиметрических исследований в Охотском море, Курило-Камчатской впадине и прилегающих частях Тихого океана.— «Морские гравиметрические исследования», Изд-во МГУ, 1963, вып. 2 (1958—1960), с. 66—76.
- Гайнанов А. Г.* О некоторых особенностях строения земной коры переходных зон Тихого океана по геофизическим данным.— «Геофизические исследования», Изд-во МГУ, 1964а, вып. 1, с. 228—247.
- Гайнанов А. Г.* О природе магнитных аномалий переходных зон Тихого океана.— «Сов. геология», 1964б, № 10, с. 122—127.
- Гайнанов А. Г.* Строение земной коры и верхней мантии переходных зон от материков к океанам.— «Вестник МГУ. Геология», 1968, № 3, с. 17—26.
- Гайнанов А. Г., Исаев Е. И., Удинцев Г. Б.* Магнитные аномалии и морфологии дна островных дуг северо-западной части Тихого океана.— «Океанология», 1968, т. VIII, вып. 6, с. 1017—1024.
- Гайнанов А. Г., Павлов Ю. А., Строев П. А., Сычев П. М., Туезов И. К.* Аномальные гравитационные поля дальневосточных окраинных морей и прилегающей части Тихого океана. Новосибирск, «Наука», 1974, 407 с.
- 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.

- Гайнанов А. Г., Ушаков С. А.* Изостазия и глубинное строение зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану в районе Курило-Камчатской впадины.— «Докл. АН СССР», 1964, т. 158, № 3, с. 594—597.
- Гарнышев И. К., Биккеина С. К.* Региональные сейсмические исследования в северной части о. Сахалина.— «Тр. СахКНИИ», 1969, вып. 20, с. 97—106. (Геофизический сб., № 1).
- Гаскелл Т. Ф.* Сейсмические исследования по методу преломленных волн, проводившиеся на судне «Челенджер» в глубоких частях океанов.— В кн.: Строение земной коры по сейсмическим данным. М., ИЛ, 1959, с. 276—283.
- Геологическое развитие Японских островов.* М., «Мир», 1968. 719 с.
- Геологическое строение СССР. Т. III. Тектоника.* М., Гостоптехиздат, 1958, 384 с.
- Геологическое строение СССР. Т. II. Тектоника.* М., «Недра», 1968, 535 с.
- Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса.* М., «Недра», 1966. 516 с.
- Геология СССР. Т. XXXI. Камчатка, Курильские и Командорские острова.* Ч. 1. М., «Недра», 1964. 733 с.
- Гладун В. А., Марчук Г. Д., Пантелеев В. Л., Строев П. А.* Гравиметрические исследования в районе Курило-Камчатской впадины и северо-западной части Тихого океана в 1958 году.— «Морские гравиметрические исследования», Изд-во МГУ, 1963, вып. 2 (1958—1960), с. 77—85.
- Глубинное сейсмическое зондирование земной коры Сахалино-Хоккайдо-Приморской зоны.* М., «Наука», 1971. 286 с.
- Гнибиденко Г. С.* К проблеме фундамента Тихоокеанского пояса (северо-западный сектор).— В кн.: Тектоника Сибири. Т. IV. М., «Наука», 1970, с. 135—141.
- Горельчик В. И., Фарберов А. И.* Некоторые особенности глубинного строения вулканических областей по сейсмологическим данным.— В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., «Наука», 1971, с. 107—112.
- Горшков Г. П.* Землетрясения на территории СССР. М., Географиздат. 1949. 119 с.
- Горшков Г. С.* О глубине магматического очага Ключевского вулкана.— «Докл. АН СССР», 1956, т. 106, № 4, с. 703—705.
- Горшков Г. С.* Вулканизм Курильской островной дуги. М., «Наука», 1967. 287 с.
- Горячев А. В.* Основные закономерности геотектонического режима Курило-Камчатской складчатой зоны.— «Докл. АН СССР», 1962, т. 142, № 1, с. 152—155.
- Горячев А. В.* Основные закономерности тектонического развития Курило-Камчатской зоны. М., «Наука», 1966. 235 с.
- Горячев А. В., Кириллов Ф. А., Кондорская Н. В., Ландырева Н. С., Федотов С. А.* Камчатка и Курильские острова.— В кн.: Сейсмическое районирование СССР. М., «Наука», 1968, с. 408—433.
- Грабков В. К.* Основные стадии развития рельефа Курильских островов (на примере о. Парамушир).— В кн.: Седьмая конференция молодых ученых и специалистов. Тезисы докладов. Южно-Сахалинск, Дальневосточное изд-во, 1972, с. 5—7.
- Грушинский Н. П.* О связи поверхности Мохоровичича с рельефом и аномалиями силы тяжести.— «Сообщения Государственного астрономического института им. Штернберга», Изд-во МГУ, 1961, № 119, с. 3—25.
- Гуарий Г. З., Соловьева И. А.* Строение земной коры по геофизическим данным. М., «Наука», 1963. 126 с. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 98).
- Гуарий Г. З., Соловьева И. А.* Некоторые данные о строении верхней мантии Земли и общая схема изостазии.— В кн.: Изостазия. М., «Наука», 1964. (Международный геологический конгресс, XXXII сессия. Докл. сов. геологов, пробл. 12), с. 15—35.
- Деменицкая Р. М.* Кора и мантия Земли. М., «Недра», 1967. 280 с.
- Ден Н.* Строение земной коры континентального склона осевой части глубоководного желоба близ Токати (Хоккайдо).— В кн.: Глубинная структура дальневосточных морей и островных дуг. Южно-Сахалинск, 1972, с. 116—118. (Тр. СахКНИИ, вып. 33).
- Должанский Б. Г., Иванов В. В., Донцов В. В., Бурлин Ю. К., Роцин Г. И.* Новые данные о глубинном строении центральной части Анадырской впадины.— «Геология нефти и газа», 1966, № 10, с. 15—21.
- Дрейк Ч., Нэф Дж.* Переход от океана к континенту по данным сейсмических исследований методом преломленных волн.— В кн.: Окраины континентов и островные дуги. М., «Мир», 1970, с. 277—288.
- Егоров А. Е.* Новые данные о возрасте метаморфических комплексов о. Сахалин.— «Докл. АН СССР», 1967, т. 175, № 6, с. 1347—1348.
- Жильцов Э. Г.* Характеристика осадочной толщи района южных Курильских островов по данным ГСЗ.— «Тр. СахКНИИ», 1970, вып. 24, с. 102—107. (Геофизический сб., № 2).
- Журавлев А. В., Севостьянов К. М., Таболяк А. Я.* Некоторые вопросы истории геологического развития акватории Охотского моря.— «Геол. и геофиз.», 1968, № 8, с. 27—35.
- Заварицкий А. Н.* Вулканическая зона Курильских островов.— «Вестник АН СССР», 1946, № 1, с. 41—48.

*Захаров В. К., Сарычева Р. А., Семакин В. П., Якушко Г. Г.* Современные вертикальные движения на юге Сахалина, их связь с тектоникой и неотектоникой. — «Тр. СахКНИИ», 1974, вып. 30, с. 120—130. (Геофизический сб., № 4).

*Зверев С. М.* Сейсмические исследования на море. Изд-во МГУ, 1964, 187 с.

*Зверев С. М.* Методика изучения осадочной толщи при глубинном сейсмическом зондировании на море. — В кн.: Вопросы методики глубинного сейсмического зондирования. М., «Наука», 1965, с. 97—140.

*Зверев С. М., Галкин И. Н.* Способы наблюдения и возможности повышения дальности регистрации при ГСЗ на море. — «Изв. АН СССР. Физика Земли», 1966, № 9, с. 12—22.

*Зверев С. М., Лившиц М. Х.* Сейсмические исследования земной коры в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану в 1963—1964 гг. — «Изв. АН СССР. Физика Земли», 1967, № 3, с. 93—95.

*Зверев С. М., Тулина Ю. В.* Некоторые результаты детального изучения строения земной коры южной части Курильской островной дуги методом ГСЗ. — В кн.: Вулканизм и глубинное строение Земли. Т. 3. М., «Наука», 1966, с. 39—42.

*Зверев С. М., Тулина Ю. В., Лившиц М. Х., Трескова Ю. А.* Новые данные о строении земной коры Сахалино-Хоккайдо-Приморской зоны. — В кн.: Строение и развитие земной коры на советском Дальнем Востоке. М., «Наука», 1969, с. 82—89.

*Землянов В. Н., Иоспа М. М., Кучук В. В.* Региональные сейсмические исследования в Приморье. — В кн.: Геологические результаты геофизических исследований в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск, «Наука», 1967, с. 452—467.

*Зимина Т. А., Зыкин Б. Н., Соловьев С. Л., Тузов И. К.* Комплексные исследования на Сахалине. — «Вестник АН СССР», 1967, № 9, с. 43—47.

*Иоспа Т.* Структура земной коры Японского региона по данным поверхностных волн. — В кн.: Глубинная структура дальневосточных морей и островных дуг. Южно-Сахалинск, 1972, с. 183—191. (Тр. СахКНИИ, вып. 33).

*Иосикава Т., Косидзюка С., Нарусе И., Сигимура А., Хатори К., Ота И.* Карта четвертичной тектоники Японии. — В кн.: Новейшие движения, вулканизм и землетрясения материков и дна океанов. М., «Наука», 1969, с. 208—210.

*Ицксон М. И.* Типы подвижных поясов Тихоокеанской окраины СССР. — «Сов. геология», 1964, № 1, с. 10—38.

*Каминума К., Аки К.* Строение земной коры Японии по фазовым скоростям волн. — В кн.: Строение земной коры по поверхностным сейсмическим волнам. М., «Мир», 1965, с. 145—159.

*Каратаев Г. И., Сербуленко М. Г., Гусев Ю. М., Колмогорова Н. П., Лукьянова Н. Н., Пучков Е. П., Сарычева Ю. К.* Решение некоторых задач гравразведки и магниторазведки на электронных цифровых машинах. — В кн.: Применение электронных цифровых машин при решении некоторых задач геофизики. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1963, с. 22—88. (Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 21).

*Ковылин В. М.* Результаты сейсмических исследований в юго-западной части глубоководной котловины Японского моря. — «Океанология», 1966, т. VI, вып. 2, с. 294—305.

*Ковылин В. М., Карп Б. Я., Шаяхметов Р. Б.* Строение земной коры и осадочной толщи Японского моря по сейсмическим данным. — «Докл. АН СССР», 1966, т. 169, № 5, с. 1048—1051.

*Ковылин В. М., Мирлин Е. Г.* Строение земной коры и тектоника южной и юго-восточной частей Японского моря. — «Геотектоника», 1971, № 3, с. 95—103.

*Ковылин В. М., Непрочнов Ю. П.* Строение земной коры и осадочной толщи в центральной части Японского моря по сейсмическим данным. — «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1965, № 4, с. 10—26.

*Ковылин В. М., Шаяхметов Р. Б.* Строение и структура осадочного чехла и подстилающего фундамента в Японском море. — В кн.: Глубинная структура дальневосточных морей и островных дуг. Южно-Сахалинск, 1972, с. 161—167. (Тр. СахКНИИ, вып. 33).

*Коно Е.* Термическая структура в зоне перехода от континента к океану. — В кн.: Глубинная структура дальневосточных морей и островных дуг. Южно-Сахалинск, 1972, с. 302—311. (Тр. СахКНИИ, вып. 33).

*Корсаков О. Д., Милашина К. Г., Шкурко М. Д., Юнов А. Ю.* Результаты сейсмических исследований на морском продолжении Тигильского поднятия (Западная Камчатка). — «Нефтегазовая геология и геофизика. Научно-технический сборник», 1968, № 7, с. 20—24.

*Косминская И. П.* Развитие метода глубинного сейсмического зондирования. — В кн.: Сейсмические методы исследований. М., «Наука», 1966, с. 15—20.

*Косминская И. П.* Метод глубинного сейсмического зондирования земной коры и верхов мантии. М., «Наука», 1968, 227 с.

*Косминская И. П., Зверев С. М.* Проблема сейсмических исследований в зоне перехода от континентов к океанам. — В кн.: Строение и развитие земной коры на советском Дальнем Востоке. М., «Наука», 1969, с. 66—81.

*Косыгин Ю. А.* Тектоника М., «Недра», 1969, 616 с.

*Кочергин Е. В.* Структура аномального магнитного поля акваторий, прилегающих к Южным Курильским островам с Тихоокеанской стороны, по данным гид-

ромагнитной съемки.— «Тр. СахКНИИ», 1970, вып. 24, с. 147—156. (Геофизический сб., № 2).

*Кочергин Е. В., Красный М. Л., Соловьев О. А., Туезов И. К.* Связь трансформированного в верхнее полупространство аномального магнитного поля с тектоническим строением Охотско-Курильского региона.— В кн.: Методика и результаты исследований земной коры и верхней мантии. Т. 8. М., «Наука», 1972, с. 105—113.

*Красный Л. И.* Монголо-Охотская геосинклинальная область и ее место в структуре Восточной Азии.— «Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы. Отд. геол.», 1957, 32, № 6, с. 128—129.

*Красный Л. И.* Основные черты геологического строения Востока СССР и сопредельных территорий.— В кн.: Глубинная структура дальневосточных морей и островных дуг. Южно-Сахалинск, 1972, с. 81—87. (Тр. СахКНИИ, вып. 33).

*Красный М. Л.* Региональные особенности аномального магнитного поля Японского моря (по гидромагнитным исследованиям).— «Тр. СахКНИИ», 1969, вып. 20, с. 227—234. (Геофизический сб., № 1).

*Красный М. Л.* Аномальное магнитное поле Японского моря.— «Докл. АН СССР», 1970, т. 190, № 2, с. 413—416.

*Красный М. Л.* Аномальное магнитное поле северо-западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса.— В кн.: Глубинная структура Дальневосточных морей и островных дуг. Южно-Сахалинск, 1972, с. 272—279. (Тр. СахКНИИ, вып. 33).

*Красный М. Л., Кочергин Е. В.* Некоторые результаты гидромагнитной съемки залива Простор острова Итуруп.— «Тр. СахКНИИ», 1969, вып. 20, с. 235—238. (Геофизический сб., № 1).

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

*Кузин И. П.* Скорости воли  $P$  и  $S$  в верхней мантии Камчатки.— «Изв. АН СССР. Физика Земли», 1973, № 2, с. 3—16.

*Кузнецов Г. Ф.* Метод автоматической интерпретации сложных магнитных аномалий.— «Геол. и геофиз.», 1965, № 1, с. 151—159.

*Кулинич Р. Г.* Геофизические поля Сихотэ-Алиния и их геологическая интерпретация.— В кн.: Глубинная структура дальневосточных морей и островных дуг. Южно-Сахалинск, 1972, с. 33—39. (Тр. СахКНИИ, вып. 33).

*Кулинич Р. Г., Толмачева Л. С., Жуковская А. В.* Элементы тектоники Ханкайского массива и его обрамления по геофизическим данным.— «Геол. и геофиз.», 1967, № 1, с. 44—51.

*Кучук В. В.* Некоторые сведения о глубинном геологическом строении Приморского края по геофизическим данным.— В кн.: Геология и металлогения советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 442—449.

*Лебедев М. М.* Верхнемеловые кристаллические сланцы Камчатки.— «Сов. геология», 1967, № 4, с. 57—69.

*Леонов П. А.* О развитии производительных сил Сахалинской области.— «Изв. АН СССР. Серия геогр.», 1968, № 4, с. 57—63.

*Леонов П. А.* Развитие народного хозяйства Сахалинской области и задачи работников науки.— В кн.: Наука и производительные силы Сахалинской области. Южно-Сахалинск, Дальневост. кн. изд-во, 1969, с. 3—24.

*Леонов П. А.* Сахалинская область и перспективы развития ее производительных сил в свете решений XXIV съезда КПСС. Южно-Сахалинск, Сахалин. отд. Дальневост. кн. изд-ва, 1972, с. 91—92.

*Лившиц М. Х.* Новые представления о тектонике острова Сахалин в свете геофизических данных и некоторые соображения о его газонефтеносности.— «Геол. и геофиз.», 1963, № 6, с. 49—59.

*Лившиц М. Х.* К вопросу о физическом состоянии глубинного вещества земной коры и верхней мантии в Прикурильской зоне Тихоокеанского кольца.— «Геол. и геофиз.», 1965, № 1, с. 11—20.

*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, 1972, с. 168—175. (Тр. СахКНИИ, вып. 33).

*Лившиц М. Х., Журавлев А. В., Балабко И. С.* Основные особенности структурного плана и характера изменения мощностей слоистых образований вдоль трансхотского профиля МОВ.— «Морская геология и геофизика». Рига, 1972а, № 3, с. 22—32.

*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. Т. 9. М., «Наука», 1972б, с. 115—122.

*Линдберг Г. У.* Четвертичный период в свете биогеографических данных. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1955, 335 с.

*Линдберг Ф. У.* К четвертичной истории дальневосточных морей.— «Докл. АН СССР», 1956, т. III, № 2, с. 422—424.

- Литневский Э. Н. Основные черты тектоники и глубинного строения континентальной части Дальнего Востока СССР по гравиметрическим данным.— В кн.: Строение и развитие земной коры на советском Дальнем Востоке. М., «Наука», 1969.
- Любимова Е. А. Термика Земли и Луны. М., «Наука», 1968, 279 с.
- Маловицкий Я. П., Непрочнов Ю. П. Сопоставление сейсмических и гравиметрических данных о строении земной коры Черноморской впадины.— В кн.: Строение Черноморской впадины. М., «Наука», 1966, с. 5—17.
- Мардерфельд Б. Е., Ляпшев А. М., Туезов И. К. Аномалия в  $S_q$  вариациях на Средних Курильских островах.— «Тр. СахКНИИ», 1969, вып. 20, с. 280—281. (Геофизический сб., № 1).
- Мардерфельд Б. Е., Немцова Э. Б. Результаты магнитовариационного зондирования в Ю-Сахалинске.— «Тр. СахКНИИ», 1969, вып. 20, с. 275—277. (Геофизический сб., № 1).
- Марков М. С., Аверьянова В. Н., Карташов И. П., Соловьева И. А., Шуваев А. С. Мезокайнозойская история и строение земной коры Охотского региона. М., «Наука», 1967, 222 с. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 168).
- Маршинин Е. К. Роль вулканизма в формировании земной коры. М., «Наука», 1967, 255 с.
- Маршинин Е. К., Стратула Д. С. Некоторые петрологические, геохимические и геофизические аспекты связи вулканизма с глубинами Земли.— В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., «Наука», 1971, с. 11—15.
- Мельников О. А. История формирования структуры Южного Сахалина в палеогене и неогене. М., «Наука», 1970, 170 с.
- Милашин А. П. О тектоническом районировании Сахалина в свете данных геофизических исследований.— «Геол. и геофиз.», 1960, № 9, с. 76—80.
- Милашин А. П. О строении осадочной толщи в северо-восточной части Охотского моря по данным метода отраженных волн.— «Докл. АН СССР», 1967, т. 177, № 6, с. 1419—1423.
- Милашин А. П., Волков А. Н., Лившиц М. Х., Сиплатов В. А., Таболяков А. Я., Туезов И. К. Новые сведения о строении осадочной толщи дальневосточных морей по данным сейсмических исследований.— В кн.: Состояние и задачи разведочной геофизики. М., «Недра», 1970а, с. 89—91.
- Милашин А. П., Сиплатов В. А., Юнов Ю. А., Волков А. Н., Таболяков А. Я. Сейсмические данные о строении осадочной толщи в южной части Татарского пролива.— «Геотектоника», 1970б, № 1, с. 117—120.
- Милашин А. П., Снегоской 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.
- Мишаков Г. С., Ерозов В. Ф., Шилов В. Н. Новые данные по геологии донегеновых образований Северного Сахалина по результатам глубокого бурения.— В кн.: Геологическое строение острова Сахалин. Днепропетровск, 1969, с. 127—134. (Тр. СахКНИИ, вып. 21).
- Миямура С. Сейсмичность Японии и окрестностей.— «Изв. АН СССР. Физика Земли», 1969, № 7, с. 21—50.
- Моисеевко У. И., Соколова Л. С. Тепловой поток по двум скважинам Столбовской структуры Восточной Камчатки.— «Геол. и геофиз.», 1967, № 6, с. 106—110.
- Мурауши С. Обновление островных дуг и тектоника окраинных морей.— В кн.: Глубинная структура дальневосточных морей и островных дуг. Южно-Сахалинск, 1972, с. 47—69. (Тр. СахКНИИ, вып. 33).
- Неверов Ю. Л., Сергеев К. Ф., Сергеева В. Б. Об «экзотических» породах Большой Курильской дуги.— «Геол. и геофиз.», 1964, № 5, с. 126—129.
- Непрочнов Ю. П., Ковалин В. М., Селин Е. А., Здорovenи В. В., Карп Б. Я. Новые данные о строении земной коры в Японском море.— «Докл. АН СССР», 1964, т. 155, № 6, с. 1429—1431.
- Павлов Ю. А. Геофизические исследования на Сахалине.— В кн.: Геологические результаты геофизических исследований в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск, «Наука», 1967, с. 470—477.
- Павлов Ю. А., Смыев П. М., Туезов И. К., Гайманов А. Г., Строев П. А. Аномальные гравитационные поля дальневосточных морей в северо-западной части Тихого океана.— В кн.: Земная кора островных дуг и дальневосточных морей. Т. 9. М., «Наука», 1972а, с. 43—50.
- Павлов Ю. А., Туезов И. К., Еремилла Г. Ф., Лютая Л. М., Павлова И. С., Андриеев А. А. Гравитационное поле Азиатско-Тихоокеанской переходной зоны, трансформированное в верхнее полупространство.— «Тр. СахКНИИ», 1970а, вып. 24, с. 43—67. (Геофизический сб., № 2).
- Павлов Ю. А., Туезов И. К. Неоднородности вещества верхней мантии в северо-западном секторе зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану.— В кн.: Физические свойства, состав и строение верхней мантии. М., 1971, с. 52—54.
- Павлов Ю. А., Туезов И. К. Результаты изучения плотностных неоднородностей верхней мантии в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану при трансформациях гравитационного поля в верхнее полупространство.— В кн.: Глубинная структура дальневосточных морей и островных дуг. Южно-Сахалинск, 1972б, с. 265—271. (Тр. СахКНИИ, вып. 33).

Павлов Ю. А., Юнов А. Ю. О мощности земной коры на Камчатке.— «Докл. АН СССР», 1970б, т. 191, № 1, с. 194—196.

Павлова Н. С., Бронштейн А. Н., Головкин Б. А., Шапочка И. И., Белозуб В. Н., Рэйлиб Э. П., Свириденко И. Г. Геофизические исследования в Хабаровском крае.— В кн.: Геологические результаты геофизических исследований в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск, «Наука», 1967, с. 445—451.

Петрушевский Б. А. Вопросы геологической истории и тектоники Восточной Азии. М., «Наука», 1964. 300 с.

Печерский Д. М. Наземная магниторазведка в Магаданской области.— В кн.: Геологические результаты геофизических исследований в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск, «Наука», 1967, с. 421—430.

Поляк Б. Г. Геотермические особенности области современного вулканизма. М., «Наука», 1966, 180 с.

Поляк Б. Г., Смирнов Я. Б. Связь глубинного теплового потока с тектоническим строением континентов.— «Геотектоника», 1968, № 4, с. 3—19.

Прялухина А. Ф. Материалы по стратиграфии южных Курильских островов.— «Тр. СахКНИИ», 1961а, вып. 10, с. 3—13.

Прялухина А. Ф. Стратиграфия Южных Курильских островов.— В кн.: Материалы совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов в 1959 г. в г. Охе. М., Гостоптехиздат, 1961б, с. 205—208.

Прялухина А. Ф. Курильская островная дуга.— «Сибирский географ. сб.», М., «Наука», 1964, № 3, с. 84—103.

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

Путеводитель геологических экскурсий по южной части Сахалина и Курильским островам. Южно-Сахалинск, 1965. 67 с.

Пушкарев И. К., Шацлов В. И., Иванов А. П. Глубинные сейсмические исследования по профилю Арысь — Балхаш.— В кн.: Геофизические исследования в Казахстане. Алма-Ата, «Казахстан», 1968, с. 43—47.

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

Пуцаровский Ю. М. Основные черты строения Тихоокеанского тектонического пояса.— «Геотектоника», 1965, № 6, с. 19—34.

Пуцаровский Ю. М. Тихоокеанский тектонический пояс земной коры.— В кн.: Тектоника советского Дальнего Востока и прилегающих акваторий. М., «Наука», 1968, с. 7—14. (Тр. сессии ОНЗ АН СССР).

Пятницкий В. К. О точности определения глубины залегания намагниченных тел методом касательных.— «Тр. СНИИГГиМС», 1961а, вып. 7, с. 86—93.

Пятницкий В. К. К методу касательных.— «Тр. ИГиГ СО АН СССР», 1961б, вып. 11, с. 109—118.

Радкевич Е. А., Васильковский Н. П., Туезов И. К. Координационное совещание по изучению земной коры и верхней мантии восточных районов СССР.— «Геол. и геофиз.», 1965, № 2, с. 164—165.

Радкевич Е. А., Говоров И. Н. Возможная интерпретация глубинного строения и особенностей развития западной окраины Японского моря по геологическим и геохимическим данным.— В кн.: Глубинная структура дальневосточных морей и островных дуг. Южно-Сахалинск, 1972, с. 78—80. (Тр. СахКНИИ, вып. 33).

Ривови Л. А. О тектонике Камчатского полуострова и дна прилегающих к нему морских районов.— «Геол. и геофиз.», 1963а, № 6, с. 30—49.

Ривови Л. А. Некоторые геофизические данные о глубинном геологическом строении Центральной Камчатской депрессии.— «Сов. геология», 1963б, № 2, с. 17—24.

Рикитаки Т. Электромагнетизм и внутреннее строение Земли. Л., «Недра», 1968. 331 с.

Рикитаки Т. Геофизические и геологические данные о Японской островной дуге и ее обрамлении.— В кн.: Окраины континентов и островные дуги. М., «Мир», 1970, с. 216—236.

Рингсруд А. Э., Грин Д. Х. Экспериментальное изучение перехода габбро в эклогит и некоторые геофизические выводы.— В кн.: Петрология верхней мантии. М., «Мир», 1968, с. 9—77.

Родионова Р. И., Федорченко В. И. О некоторых проблемах глубинной геологии и вулканизма Курильской островной дуги (по материалам петрографического изучения ксенолитов).— «Геол. и геофиз.», 1971, № 2, с. 15—29.

Родников А. Г., Хаин В. Е. Проблема направленности развития земной коры в северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса (в свете данных глубинного строения).— «Геотектоника», 1971, № 3, с. 16—32.

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

Саидова Х. И. Распределение фораминифер в донных отложениях Охотского моря.— В кн.: Геологические исследования в дальневосточных морях.— «Тр. Ин-та океанологии АН СССР», 1960, т. 32, с. 96—157.

Саидова Х. И. Экология фораминифер и палеогеография дальневосточных мо-

- рей СССР и северо-западной части Тихого океана. М., Изд-во АН СССР, 1961, 232 с.
- Связь приповерхностных структур земной коры с глубинными.* Киев, «Наукова думка», 1971, 372 с.
- Сейсмологические бюллетени сети опорных сейсмических станций СССР за 1966, I — 77; II — 75; III — 83; IV — 58 и 1967 гг. (№ 1, 2).* I — с. 79; II — с. 51.
- Сейсмическое районирование СССР.* М., «Наука», 1968, 476 с.
- Сергеев К. Ф.* Геологическое строение и развитие района Северной группы Курильских островов. М., «Наука», 1966, 148 с.
- Сергеев К. Ф.* О тектонической принадлежности и геологической истории Курильской островной дуги.— «Тр. СахКНИИ», 1970а, вып. 25, с. 102—116.
- Сергеев К. Ф.* Вопросы тектоники Курильской островной дуги.— В кн.: Тектоника Сибири. Т. IV. М., «Наука», 1970б, с. 157—163.
- Сергеев К. Ф., Тузов П. К.* Тектоническая схема Курильских островов. М., Изд. ГУГК, 1967, с. 26—27.
- Сергеев К. Ф., Тузов П. К., Сырык И. М.* Сравнительная тектоника Иезо-Сахалинской и Курильской островных дуг.— В кн.: Вулканизм и тектогенез. М., «Наука», 1968, (Международный геологический конгресс. XXIII сессия. Докл. сов. геол.), с. 208—209.
- Симоленко Т. Н., Фотиади Э. Э.* Магнитные и гравитационные аномалии Сибири и Дальнего Востока.— В кн.: Геологические результаты геофизических исследований в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск, «Наука», 1967, с. 12—19.
- Сырык И. М.* Нефтегазоносность восточных склонов Западно-Сахалинских гор (Южный Сахалин). М., «Наука», 1968, 245 с.
- Скорицова М. Ф.* Об анизотропии упругих свойств горных пород о. Сахалина.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1965а, № 8, с. 61—75.
- Скорицова М. Ф.* Физические свойства горных пород Южного Сахалина.— «Разведочная геофизика», М., «Недра», 1965б, вып. 7, с. 39—47.
- Скорицова М. Ф.* Упругие свойства горных пород южной части Сахалина и их использование в интерпретации геофизических наблюдений. М., «Наука», 1970, с. 176.
- Скорицова М. Ф., Дуничев В. М.* Упругие свойства горных пород Б. Курильской дуги (о. Кунашир).— «Тр. СахКНИИ», 1969, вып. 20, с. 121—133. (Геофизический сб., № 1).
- Смирнов Л. М.* Тектоника Западной Камчатки.— «Геотектоника», 1971, № 3, с. 104—117.
- Смирнов С. С.* О Тихоокеанском рудном поясе.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1946, № 2, с. 13—27.
- Смирнов Я. Б.* Связь теплового поля со строением и развитием земной коры и верхней мантии.— «Геотектоника», 1968, № 6, с. 3—25.
- 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, 1972, с. 176—182. (Тр. СахКНИИ, вып. 33).
- Снеговской С. С., Неверов Ю. Л.* Строение осадочных отложений на акваториях о. Итуруп (Курильские острова).— «Тр. СахКНИИ», 1970, вып. 24, с. 95—101. (Геофизический сб., № 2).
- Соинов В. В., Тихомиров В. М., Веселов О. В., Еремин Г. Д.* Измерение теплового потока в районе южной части Курильской островной дуги.— «Тр. СахКНИИ», 1972, вып. 26, с. 211—212. (Геофизический сб., № 3).
- Соллодуб В. В.* Результаты глубинных сейсмических зондирований на Украине.— В кн.: Геофизические исследования строения земной коры Юго-Восточной Европы. Верхняя мантия. Т. 5. М., «Наука», 1967, с. 8—19.
- Соловьев О. Н.* Аэромагнитная съемка в районе Курило-Камчатской островной дуги.— «Прикладная геофизика», М., Гостоптехиздат, 1961, вып. 29, с. 168—173.
- Соловьев С. Л., Иващенко А. И., Соловьева О. Н.* Строение коры и верхней мантии Земли на Дальнем Востоке по сейсмологическим данным.— В кн.: Проблемы строения земной коры и верхней мантии. Т. 7. М., «Наука», 1970, с. 40—49.
- Соловьев С. Л., Оскорбин Л. С., Ферчев М. Д.* Землетрясения на Сахалине. М., «Наука», 1967, 180 с.
- Соловьев С. Л., Тараканов Р. З., Поплавская Л. Н., Соловьева О. Н., Ферчев М. Д., Жук Ф. Д., Волкова Л. Ф.* Землетрясения Дальнего Востока.— В кн.: Землетрясения в СССР в 1962 г. М., «Наука», 1964, с. 113—142.
- Сорокин Л. В.* Гравиметрия и гравиметрическая разведка. М., Гостоптехиздат, 1953. 484 с.
- Справочник геофизика.* Т. 1. М., Гостоптехиздат, 1960. 636 с.
- Строев П. А.* О гравиметрических измерениях Л. В. Сорокина на акваториях Японского и Охотского морей в 1937 г.— «Морские гравиметрические исследования», М., МГУ, 1969, вып. 4, с. 5—10.
- Строев П. А.* Гравиметрические работы в 47-м рейсе и/с «Витязь» в Японском море.— «Морские гравиметрические исследования», Изд-во МГУ, 1972, вып. 6, с. 112—115.
- Строев П. А.* Аномальное гравитационное поле Японского моря.— В кн.: Глубинная структура дальневосточных морей и островных дуг. Южно-Сахалинск, 1972, с. 250—260. (Тр. СахКНИИ, вып. 33).

Строев П. А., Пантелеев В. Л. Морские гравиметрические исследования в 42-м рейсе и/с «Витязь». — «Морские гравиметрические исследования», Изд-во МГУ, 1970, вып. 5, с. 21—27.

Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М., «Наука», 1964 308 с.

Субботин С. И., Наушчик Г. Л., Рахимова И. Ш. Процессы в верхней мантии Земли и связь с ними строения земной коры. Киев, «Наукова думка», 1964 136 с.

Суворов А. А., Жильцов Э. Г. Результаты ГСЗ в районе южной группы Курильских островов. — «Тр. СахКНИИ», 1971, вып. 26, с. 74—81. (Геофизический сб., № 3).

Суворов А. А., Жильцов Э. Г., Куликов А. А., Алексеев Б. В. Изучение строения земной коры Южно-Охотского сектора переходной зоны. — «Тр. СахКНИИ», 1970, вып. 24, с. 80—94. (Геофизический сб., № 2).

Суворов А. А., Туезов И. К., Жильцов Э. Г. и др. Результаты глубинного сейсмического зондирования земной коры в северной части Японского моря. — «Геол. и геофиз.», 1968, № 9, с. 59—67.

Сурпуленко О. И., Шварц Я. Б. Результаты сейсморазведочных исследований КМПВ в Большерецкой впадине (Западная Камчатка). — «Сов. геология», 1967, № 3, с. 122—124.

Сухарев Г. М., Барцев О. Б. О температурных условиях и теплофизических свойствах горных пород, слагающих разрез нефтегазовых месторождений Сахалина. — «Геология нефти и газа», 1965, № 7, с. 40—42.

Сысоев Н. Н., Удинцев Г. Б., Андреева И. Б. Результаты сейсмоакустических исследований дна Японского моря. — «Докл. АН СССР», 1958, т. 119, № 3, с. 575—578.

Сычев П. М. О мощности третичных отложений о. Сахалина в свете геофизических исследований. — «Геол. и геофиз.», 1962, № 7, с. 46—52.

Сычев П. М. Особенности строения и развития земной коры Сахалина и прилегающих к нему акваторий. М., «Наука», 1966. 122 с.

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

Сычев П. М., Парвиайнен А. Э. Зависимость скорости распространения упругих волн от плотности горных пород на Сахалине. — «Геол. и геофиз.», 1963, № 6, с. 103—106.

Тараканов Р. З. Особенности строения верхней мантии Курило-Японского региона. — В кн.: Глубинная структура дальневосточных морей и островных дуг. Южно-Сахалинск, 1972, с. 220—228. (Тр. СахКНИИ, вып. 33).

Тараканов Р. З. Географы волн Р и S-Р и скоростной разрез верхней мантии Земли по данным наблюдений над Курило-Японскими землетрясениями. — «Изв. АН СССР. Физика Земли», 1965, № 7, с. 90—101.

Тараканов Р. З. Строение фокальной зоны Курило-Камчатской островной дуги. — В кн.: Земная кора островных дуг и дальневосточных морей. М., «Наука», 1971, с. 215—234.

Тараканов Р. З., Ким Чун Ун. О дефиците скорости продольных волн в слабо-сейсмичной части Курило-Камчатской фокальной зоны. — «Докл. АН СССР», 1969, т. 186, № 2, с. 415—418.

Тараканов Р. З., Ким Чун Ун. Графическое определение эпицентра землетрясения способом гипербол по наблюдениям близких и удаленных станций. — «Тр. СахКНИИ», 1970, вып. 24, с. 121—128. (Геофизический сб., № 2).

Тараканов Р. З., Ким Чун Ун. Об аномальном наклонном слое, прилегающем к фокальной зоне с тихоокеанской стороны. — «Тр. СахКНИИ», 1974, вып. 30, с. 26—31. (Геофизический сб., № 4).

Тараканов Р. З., Левый Н. В. Полиастеносферная модель верхней мантии Земли по сейсмологическим данным. — «Докл. АН СССР», 1967, т. 173, № 3, с. 571—574.

Тараканов Р. З., Левый Н. В. Новая модель слоистого строения верхней мантии Земли Курило-Японского региона зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану по сейсмологическим данным. — В кн.: Строение и развитие земной коры на Советском Дальнем Востоке. М., «Наука», 1969, с. 137—149.

Тараканов Р. З., Соловьев С. Л. Сейсмичность Курильских островов. — В кн.: Сейсмическое районирование СССР. М., «Наука», 1968, с. 434—437.

Тарасевич Ю. И., Волков А. Н., Таболяков А. Я. О геологическом строении Поронайской низменности острова Сахалин. — «Докл. АН СССР», 1964, т. 155, № 3, с. 573—575.

Тектоника Евразии (объяснительная записка к Тектонической карте Евразии, м-б 1 : 5 000 000) под ред. А. Л. Яншина. М., «Наука», 1966, 487 с.

Тектоническая карта Тихоокеанского сегмента Земли. Под ред. Ю. М. Пущаровского и Г. Б. Удинцева. Изд. ГУГК. М., 1970.

Телегин А. Н., Михеева С. В., Вассерман Т. М. Выделение разрывных нарушений по геофизическим материалам. — «Геол. и геофиз.», 1968, № 1, с. 97—102.

Тихомиров В. М., Туезов И. К., Волкова Н. А., Козлов Н. А., Веселов О. В. Тепловой поток на Южном Сахалине. — «Тр. СахКНИИ», 1970а, вып. 24, с. 184—186. (Геофизический сб., № 2).

Тихомиров В. М., Туезов И. К., Волкова Н. А., Веселов О. В. Тепловой поток в Приморье. — «Тр. СахКНИИ», 1970б, вып. 24, с. 186—189. (Геофизический сб., № 2).

- Тихонов В. П., Ривов Л. А.* Новые данные о тектоническом строении Южной Камчатки (по результатам геологических и аэромагнитных работ).— «Изв. АН СССР. Серия геод.», 1961, № 6, с. 59—67.
- Токарев П. И.* О фокальном слое, сейсмичности и вулканизме Курило-Камчатской зоны.— «Изв. АН СССР. Физика Земли», 1970, № 3, с. 15—30.
- Толода Е., Севава Д., Токуджиро А.* Аномалии силы тяжести в Японии и окружающих ее районах.— В кн.: Глубинная структура дальневосточных морей и островных дуг. Южно-Сахалинск, 1972, с. 245—249. (Тр. СахКНИИ, вып. 33).
- Трескова Ю. А., Биккенина С. К., Куликов А. А., Никонова Н. А., Суворов А. А., Жильцов Э. Г.* Глубинное сейсмическое зондирование на Сахалине и омывающих его морях.— «Тр. СахКНИИ», 1969, вып. 20, с. 81—88. (Геофизический сб., № 1).
- Тузев И. К.* Основные направления научной деятельности Сахалинского КНИИ СО АН СССР.— В кн.: Наука и производительные силы Сахалинской области. Южно-Сахалинск. Дальневосточное книжное изд-во, 1969а, с. 25—42.
- Тузев И. К.* Глубинные геофизические исследования Дальневосточного сектора Тихоокеанского подвижного пояса.— В кн.: Методика и результаты комплексных глубинных геофизических исследований. Л., «Недра», 1969б, с. 121—127.
- Тузев И. К.* Геофизические исследования Дальневосточного сектора Тихоокеанского кольца.— «Тр. СахКНИИ», 1969в, вып. 20, с. 5—27. (Геофизический сб., № 1).
- Тузев И. К.* К вопросу о геологической природе сейсмических слоев земной коры мезозойд Востока СССР.— «Тр. СахКНИИ», 1969г, вып. 20, с. 43—66. (Геофизический сб., № 1).
- Тузев И. К.* Стратификация сейсмических слоев земной коры Сахалина и прилегающих акваторий.— «Тр. СахКНИИ», 1969е, вып. 20, с. 67—80. (Геофизический сб., № 1).
- Тузев И. К.* Геолого-геофизическая характеристика сейсмических слоев земной коры Корякской, Камчатской, Командорской, Курильской зон.— «Тр. СахКНИИ», 1969ж, вып. 20, с. 27—42. (Геофизический сб., № 1).
- Тузев И. К.* Сейсмические разрезы земной коры северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса.— «Геол. и геофиз.», 1970, № 3, с. 100—104.
- Тузев И. К.* Структура земной коры Охотского и Японского секторов по материалам региональных сейсмических исследований.— В кн.: Глубинная структура дальневосточных морей и островных дуг. Южно-Сахалинск, 1972, с. 129—145. (Тр. СахКНИИ, вып. 33).
- Тузев 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. Южно-Сахалинск, 1972, с. 32—33. (Тез. докл. на IX сессии Научн. совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока, вып. 5).
- Тузев И. К., Веселов О. В., Воробьев В. М., Жильцов Э. Г., Захаров В. К., Кирьянова Л. Г., Красный М. Л., Мардерфельд Б. Е., Оловянишников Ю. С., Павлов Ю. А., Скорицова М. Ф., Снеговской С. С., Суворов А. А., Якушко Г. Г.* Схемы геофизической изученности зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану.— «Тр. СахКНИИ», 1970а, вып. 24, с. 5—26. (Геофизический сб., № 2).
- Тузев И. К., Жильцов Э. Г.* Глубинное строение Японии по сейсмическим данным.— В кн.: Методика и результаты исследований земной коры и верхней мантии. Т. 8. М., «Наука», 1972, с. 114—134.
- Тузев И. К., Красный М. Л., Павлов Ю. А., Соловьев О. Н.* Распределение магнитоактивных тел в земной коре и верхней мантии Дальневосточного сектора зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану.— «Геотектоника», 1967а, № 4, с. 95—101.
- Тузев И. К., Красный М. Л., Соловьев О. А., Кочергин Е. В.* О природе Восточно-Курильской магнитной аномалии.— «Изв. АН СССР. Физика Земли», 1970б, № 1, с. 90—99.
- Тузев И. К., Сергеев К. Ф., Неверов Ю. Л., Занюков В. Н.* О разрывных дислокациях в пределах Курильской зоны Тихоокеанского подвижного пояса.— В кн.: Тектоника советского Дальнего Востока и прилегающих акваторий. М., «Наука», 1968а, с. 130—138.
- Тузев И. К., Сычев П. М., Павлов Ю. А., Гимпельсон М. С.* Плотностные неоднородности вещества верхней мантии Земли в южной части советского сектора зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану.— В кн.: Региональные исследования в Сибири. Новосибирск, «Наука», 1967б, с. 149—158.
- Тузев И. К., Тараканов Р. З.* О горизонтальных и вертикальных неоднородностях земной коры и верхней мантии северо-западной части Тихоокеанского кольца.— В кн.: Второй Междунар. океанографич. конгресс (тезисы докладов). М., «Наука», 1966, с. 378—379.
- Тузев И. К., Тараканов Р. З., Сирый И. М., Павлов Ю. А.* Неоднородности земной коры и верхней мантии южной части советского сектора Тихоокеанского кольца в свете геолого-геофизических данных.— «Геол. и геофиз.», 1968б, № 7, с. 72—81.
- Тулина Ю. В.* Детальные сейсмические исследования земной коры у Южных Курильских островов.— В кн.: Строение и развитие земной коры на Дальнем Востоке. М., «Наука», 1969, с. 90—96.

Удинцев Г. Б. Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. М., «Наука», 1972. 394 с.

Уено Н., Канеко И, Озума М., Дзасю М., Сато Т., Ивабуки Е. Калий-аргоновый возраст, отношение изотопов стронция и отношение калия к рубидию в вулканических породах со дна Японского моря.— В кн.: Глубинная структура дальневосточных морей и островных дуг. Южно-Сахалинск, 1972, с. 312—316. (Тр. СахКНИИ, вып. 33).

Уцу Т. Некоторые особенности проявления землетрясений и аномальное строение верхней мантии в Японии.— В кн.: Глубинная структура дальневосточных морей и островных дуг. Южно-Сахалинск, 1972, с. 206—219. (Тр. СахКНИИ, вып. 33).

Ушаков П. В. Абиссальная фауна Охотского моря.— «Докл. АН СССР», 1950, т. 71, № 5, с. 971—974.

Ушаков П. В. Фауна Охотского моря и условия ее существования. М., Изд-во АН СССР, 1953. 457 с.

Федорченко В. И., Пискунов Б. И. Основные черты новейшей тектоники Курильских островов в связи с проблемой природы островных дуг.— В кн.: Тектоника дна океанов и морей и островных дуг. Южно-Сахалинск, 1972, с. 54—57. (Тез. докл. на IX сессии Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока).

Федотов С. А. О сейсмичности, свойствах мантии и сейсмическом прогнозе в области Курило-Камчатской дуги. Автореф. докт. дисс. М., 1969, 37 с.

Федотов С. А. О поглощении поперечных сейсмических волн в верхней мантии и энергетической классификации близких землетрясений с промежуточной глубиной очага.— «Изв. АН СССР. Серия геофиз.», 1963, № 6, с. 829—849.

Федотов С. А. Глубинное строение, свойства верхней мантии и вулканическая деятельность Курило-Камчатской островной дуги по сейсмическим данным на 1964 г.— В кн.: Вулканизм и глубинное строение Земли. М., «Наука», 1966, с. 8—25.

Федотов С. А., Бадасарова А. М., Кузин И. П., Тараканов Р. З. Землетрясение и глубинное строение юга Курильской островной дуги. М., «Наука», 1969, с. 210.

Федотов С. А., Кузин И. П. Скоростной разрез верхней мантии в области Южных Курильских островов.— «Изв. АН СССР. Серия геофиз.», 1963, № 5, с. 670—686.

Федотов С. А., Матвеева Н. Н., Тараканов Р. З., Яновская Т. Б. О скоростях продольных волн в верхней мантии в области Японских и Курильских островов.— «Изв. АН СССР. Серия геофиз.», 1964, № 8, с. 1185—1191.

Федотов С. А., Славина Л. Б. Оценка скоростей продольных волн в верхней мантии под северо-западной частью Тихого океана и Камчаткой.— «Изв. АН СССР. Физика Земли», 1968, № 2, с. 8—31.

Федотов С. А., Фарберов А. И. Об экранировании поперечных сейсмических волн и магматическом очаге в верхней мантии в районе Авачинской группы вулканов.— В кн.: Вулканизм и глубинное строение Земли. М., «Наука», 1966, с. 43—48.

Физические свойства осадочного покрова территории СССР. М., «Недра», 1967, с. 772.

Фотиади Э. Э. Строение земной коры Сибири и Дальнего Востока по геофизическим данным. М., «Недра», 1965, с. 9—14. (Междунар. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геологов. Пробл. 2).

Фотиади Э. Э. Развитие геофизических исследований в Сибири и на Дальнем Востоке.— «Геол. и геофиз.», 1967а, № 10, с. 21—35.

Фотиади Э. Э. Геологические результаты геофизических исследований в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск, «Наука», 1967б, с. 514.

Фотиади Э. Э., Березин М. А., Волков А. Н., Лившиц М. Х., Смирнов Л. М., Сычев П. М., Тараканов Р. З., Туезов И. К., Штейнберг Г. С. Геофизическое изучение глубинного строения внутренней зоны Тихоокеанского подвижного пояса на Востоке СССР.— В кн.: Строение и развитие земной коры на советском Дальнем Востоке. М., «Наука», 1969, с. 43—65.

Фотиади Э. Э., Волков А. Н., Лившиц М. Х., Сычев П. М., Тараканов Р. З., Тарасенко Т. В., Туезов И. К., Шварц Н. Б., Штейнберг Г. С. Геофизическое изучение глубинного строения зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану на Востоке СССР.— В кн.: Тезисы докладов выездной сессии на Дальнем Востоке СССР, сентябрь 1965. М., 1965а, с. 72—74.

Фотиади Э. Э., Каратаев Г. И. Строение земной коры Сибири и Дальнего Востока по данным региональных геофизических исследований.— «Геол. и геофиз.», 1963, № 10, с. 5—19.

Фотиади Э. Э., Каратаев Г. И., Моисеенко Ф. С. Некоторые региональные особенности глубинного строения земной коры территории СССР в свете геофизических данных.— «Геол. и геофиз.», 1965б, № 10, с. 12—22.

Фотиади Э. Э., Николаевский А. А., Туезов И. К. Геофизические исследования строения земной коры и верхней мантии Земли на Востоке СССР.— «Вестник АН СССР», 1966, № 5, с. 50—54.

Фотиади Э. Э., Туезов И. К. Глубинное строение северо-западного сектора Тихоокеанского тектонического кольца.— «Геол. и геофиз.», 1972, № 12, с. 6—22.

Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., «Недра», 1964, 477 с.

Хаин В. Е. Эволюция земной коры и возможные ее связи с процессами в верхней мантии.— «Сов. геология», 1964, № 6, с. 3—22.

- Хаин В. Ф.* Об основных тенденциях в развитии земной коры.— «Вестник МГУ», 1968, № 1, с. 25—40.
- Хаин В. Е.* Региональная геотектоника. Т. I. М., «Недра», 1971, с. 547.
- Хейс Д.* Перуанско-Чилийский желоб.— Р. кн.: Окраины континентов и островные дуги. М., «Мир», 1970, с. 202—205.
- Херасков А. П.* Проблема западной границы азиатской части Тихоокеанского рудного пояса.— В кн.: Геология и металогия советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 49—50.
- Хотта Х.* Структура осадочных отложений на континентальной окраине Японских островов.— В кн.: Глубинная структура дальневосточных морей и островных дуг. Южно-Сахалинск, 1972, с. 155—160. (Тр. СахКНИИ, вып. 33).
- Чайников В. П., Репечка М. А.* О подводном вулканизме в Японском море.— «Докл. АН СССР», 1966, т. 168, № 5, с. 1141—1144.
- Чиков Б. М.* Обзор геологических результатов региональных аэромагнитных съемок на Северо-Востоке СССР.— В кн.: Геологические результаты геофизических исследований в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск, «Наука», 1967, с. 399—407.
- Чиков Б. М., Юнов А. Ю., Беляев И. В.* Строение акватории Охотского моря и его соотношение со складчатыми комплексами побережий.— «Геол. и геофиз.», 1970, № 1, с. 57—68.
- Шатский Н. С., Богданов А. А.* Объяснительная записка к тектонической карте СССР и сопредельных стран масштаба 1 : 5 000 000. Госгеолтехиздат, 1957. 79 с.
- Шебалин Н. В.* Бальность, магнитуда и глубина очага землетрясения.— В кн.: Землетрясения в СССР. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 126—138.
- Шушаков С. Д.* Некоторые результаты региональных сейсмических исследований, проведенных в районе Сусунайской депрессии о. Сахалин.— «Геол. и геофиз.», 1962, № 7, с. 53—64.
- Юкутаки Т.* Изучение аномального распределения электропроводности мантии в Японии.— В кн.: Глубинная структура дальневосточных морей и островных дуг. Южно-Сахалинск, 1972, с. 279—287. (Тр. СахКНИИ, вып. 33).
- Юнов А. Ю.* Новый вариант глубинного геологического строения дна Охотского моря.— «Докл. АН СССР», 1970, т. 191, № 4, с. 893—896.
- Юнов А. Ю., Тизомиров В. М.* Новые данные о геологическом строении Татарского пролива.— «Докл. АН СССР», 1968, т. 180, № 5, с. 1212—1215.
- Якушко Г. Г.* Современные вертикальные движения на Южном Сахалине по уровенным данным.— В кн.: Седьмая научная конференция молодых ученых и специалистов. Южно-Сахалинск, Дальневосточное книжное изд-во, 1972, с. 26—27.
- Ясуи М., Уэда С., Ватанабе Т.* Результаты изучения тепловых потоков под дном омывающих Японию морей.— В кн.: Глубинная структура дальневосточных морей и островных дуг. Южно-Сахалинск, 1972, с. 294—301. (Тр. СахКНИИ, вып. 33).
- Asano S., Ichikawa K., Okada H., Kubota S., Suzuki H., Nogoshi M., Watanabe H., Seya K., Noritomi K., Tazime K.* Explosion Seismic Observations in the Matsushiro Earthquake Swarm Area. Special Report No. 5. Geological Survey of Japan Repr., 1969, p. 162.
- Belousov V. V.* Against the hypothesis of oceanfloor spreading.— «Tectonoph.», 1970, vol. 9, № 6, p. 489—511.
- Benioff V. H.* Orogenesis and deep crustal structure — additional evidence from seismology.— «Geol. Soc. Amer. Bull.», 1954, vol. 65, № 5, p. 385—400.
- Caner B., Cannon W. H.* Geomagnetic Depth — Sounding and Correlation with Other Geophysical Data in Western North America. Nature, 1965, 207, p. 927—929.
- Catalogue of Major Earthquakes which occurred in and near Japan (1926—1956).* Tokyo, 1958, p. 153.
- Cook K. L.* The Problem of the Mantle — Crust Mix: Lateral Inhomogeneity in the Uppermost part of the Earth's Mantle.— «Advances in Geophysics», 1962, vol. 9, № 4, p. 296—360.
- Dietz R. S.* Ocean basin evolution by sea floor spreading. The Crust of the Pacific basin.— «Geoph. Monogr. № 6. Amer. Geoph. Union», 1962, p. 11—12.
- Gainanov A. G., Zverev S. M., Kosminskaya J. P., Livshits M. Kh., Milashin A. P., Soloviev O. N., Stroev P. A., Sychev P. M., Tuyezov I. R., Tulina Yu. V., Fotiadi E. E.* Deep Structure of the Earth's Crust and Upper Mantle in the Transition Zone from the Pacific Ocean to the Asiatic Continent. Geophysical Monograph: The Crust and the Upper Mantle of the Pacific Area, 1968, No. 12, p. 367—378.
- Gutenberg B.* Wave velocities at depths between 50 and 600 kilometers.— «Bull. Seismol. Soc. Amer.», 1953, vol. 43, No. 3, p. 223—232.
- Gutenberg B. and Richter C. F.* Seismicity of the Earth and associated phenomena. Princeton University Press, Princeton, N. Jersey, 1954, p. 340.
- Hagiwara Y.* Analyses of gravity values in Japan.— «Bull. Earthq. Res. Institute», Tokyo Univ., 1967, t. 45, № 4, p. 1091—1229.
- Hashizume M., Kawamoto O., Asano S., Muramatsu I., Asada T., Tamaki I. and Murauchi S.* Crustal structure in the western part of Japan derived from the observation of the first and second Kurayoshi and the Hanabusa explosions.— «Bull. Earthq. Res. Inst.», 1966, vol. 44, № 1, p. 109—120.

- Hashizume M., Oike K., Asano S., Hamaguchi H., Akada A., Murauchi S., Shi-  
ma E. and Nogoshi M. Crustal structure in the profile across the northeastern part of  
Honshu, Japan, as derived from explosion seismic observations, Part 2. Crustal Struc-  
ture (in Engl.).— «Bull. Earthq. Res. Inst.», Univ. of Tokyo, 1968, vol. 46, p. 3, p. 607—  
630; «Journ. of the Seismol. Soc. of Japan», Second Series, 1968, vol. 21, № 4.
- Hirasawa K. Seismic survey of the Southern Odate Area, Akita Prefecture. Seis-  
mic survey in the Hokuroku District, M3, Report.— «Bull. Geol. Surv. Japan», 1967,  
vol. 18, № 5, p. 44 (360) — 53(369).
- Hirasawa K., Ito K. Seismic reflection prospecting of Otoeyama District in the  
northern part of the Ishikari coal field Hokkaido.— «Bull. Geol. Surv. Japan», 1967,  
vol. 18, № 4, p. 33 (275)—40(280).
- Hisamoto S. On the anomaly of travelttime of S waves observed in eastern Japan.  
Zisin, 1965, vol. 18, № 3—4, p. 142—153, 195—203.
- Horai K. Studies of the Thermal State of the Earth. The 13 th Paper Terrestrial  
Heat Flow in Japan. (A Summary of the Terrestrial Heat Flow Measurement in Japan  
up to December, 1962), p. 93—102.
- Horai K., Uyeda S. Studies of the thermal field of the Earth. Terrestrial heat flow in  
Japan.— «Bull. Earthq. Res. Inst.», Tokyo Univ., 1960, vol. 38, p. 93—132.
- Hotta H. A crustal section across the Izu-Ogasawara Arc and Trench.— «J. of Phys-  
ics of the Earth.», 1970, vol. 18, № 2, p. 125—141.
- Hotta H., Murauchi S., Usami T., Shima E., Motoya Y., and Asanuma T. Crustal  
structure in central Japan along longitudinal line 139°E as derived from explosion  
seismic observations, Part 2. Crustal structure.— «Bull. Earthq. Res. Inst.», Tokyo  
Univ., 1964, vol. 42, p. 533—541.
- Ichikawa K. Seismic prospecting in the Oboke Area, Shikoku.— «Bull. Geol.  
Surv. Japan», 1968, vol. 19, № 6, p. 385—395.
- Ilich M. New global tectonics: pros and cons. Amer. Assoc. Petroleum Geol. Bull.  
1972, vol. 56, № 2, p. 360—364.
- Isacks B., Oliver J. and Sykes L. R. Seismology and the new global tectonics.—  
«J. Geoph. Res.», 1968, vol. 73, № 18, p. 5855—5899.
- Isacks B., Oliver J. Structure and evolution of the mobile seismic belts.— «Phys.  
Earthq. Planet. Interior 2», Holland Pul. Com. Ams., 1970, № 5, p. 350—362.
- Ito K., Hirasawa K., Izuka S. Seismic prospecting at the western part of Mizu-  
nami City, Gifu Prefecture — Geophysical Prospecting in the Tono Area, Part 3.—  
«Bull. Geol. Surv. Japan», 1967, vol. 18, № 9, p. 16(584)—25(593).
- Iijima A., Kagami H. Origin of the continental slope of northeastern Japan.—  
In: 10th Pacific Sci. Congr. Pacific Sci. Assoc. Honolulu, 1961, p. 55—67.
- Japanese National Report for the UMP. The National Committee for the UMP.  
Science Council of Japan. Ueno Park, Tokyo, Japan, 1967, p. 25.
- Kobayashi T. The insular area of Japan, its hinter basin and linking with the Pe-  
ri — Tunghai arc. Proc. 8-th Pacific Congr., 2 — A, Philippines, 1956, p. 25—33.
- Kanamori H. Study of the crust — mantle structure in Japan. Pt. I. Analysis of  
gravity data.— «Bull. Earthq. Res. Inst., Tokyo Univ.», 1963, vol. 41, № 4, p. 743—  
759.
- Kanamori H., Abe K. Deep structure of island arcs as revealed by surface waves.  
«Tokyo Daigaku Zisin Kenkyusho Iho, Bull. Earthq. Res. Inst. Tokyo Univ.», 1968,  
vol. 46, № 5, p. 1001—1025.
- Kasahara K., Hagiwara I., Tajima U., Kawada K. Gravity surveys in Awahima  
Island and at the adjacent Sea Bottom.— «Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. of Tokyo»,  
1966, vol. 44, p. 261—271.
- Kaseno Y. Geological features of the Japan sea floor: a review of resent studies.—  
«Pacific Geology», 1972, № 4, p. 91—111.
- Kato Y., Daguchi M., Seto M. and Aruga T. Northeastern Japan anomaly of the  
upper mantle. The Science Reports of the Tohoku Univ.— «First Series. Geoph.», 1971,  
vol. 21, № 1, p. 19—35.
- Kishimoto I. Seismometric investigation on the Earth's Interior. Part IV: On the  
structure of the Earth's mantle.— «Met. Coll. Sci. Univ., Kyoto», 1958, A. 28, № 4,  
p. 391—399.
- Ludwig W. J., Ewing J. I., Ewing M., Murauchi S., Den N., Asano S., Hotta H.,  
Hayakawa M., Asanuma T., Ichikawa J., Noguchi I. Sediments and structure of the  
Japan Trench.— «J. Geophys. Res.», 1966, vol. 71, № 8, p. 2121—2137.
- Matsuda T., Suda J. Bouguer anomaly maps in Japan. «Гислицу тѣсасѣ хококу»,  
№ 209 (на японском языке), 1964, p. 1—8.
- Matsuda T., Uyeda S. On the Pacific — type orogeny and its model-extension of  
the paired belts concept and possible origin of marginal seas.— «Tectonophysics, 1971,  
vol. 11, № 1, p. 5—29.
- Matsuzaki T. Magnetic anomalies over and around the Japan Trench off Sanriku  
and the Yamato Bank in the Japan Sea.— «Rep. Hydrographic Res.», 1966, № 1, p. 1—10.
- Matsuzaki T., Utashiro S. Airborne and shipboard magnetic surveys in the wes-  
tern Pacific Ocean and Sea of Japan.— «Geophys. Monogr. 12. The crust and upper man-  
tle of the Pacific Ocean», Wash., 1968, p. 198—212.
- Matuzawa T. Of the crustal structure in north-east Japan by explosion seis-  
mic observations.— «Bull. Earthq. Res. Inst.», 1959, vol. 37, p. 1, p. 123—154.

*Matuzawa T., Matumoto T., Asano S.* On the crustal structure derived from the observations of the second Hokoda explosion.— «Bull. Earthq. Res. Inst.», 1959, vol. 37, № 3, p. 509—524.

*McKenzie D. P.* Plate tectonics and continental drift.— «Endeavour», 1970, vol. 29, № 106, p. 39—44.

*Meyerhoff A. A. and Meyerhoff H. A.* The New Global Tectonics, Major Inconsistencies.— «The Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull.», 1972, vol. 56/2, p. 269—336.

*Mikumo T., Otsuka M., Utsu T., Tawashima T., Okada A.* Crustal structure in central Japan as derived from the Miboro explosion seismic observations. Part 2. On the crustal structure.— «Bull. Earthq. Res. Inst.», Univ. Tokyo, 1961, vol. 39, № 2, p. 327—349.

*Mikumo T.* A study on crustal structure in Japan by the use of seismic and gravity data.— Tokyo daigaku zisin kenkyusho iho.— «Bull. Earthq. Res. Inst.», Univ. Tokyo, 1966, vol. 44, № 3, p. 965—1007.

*Mitchell A. H. and Reading H. G.* Continental margins, geosynclines, and ocean floor spreading.— «J. Geol.», 1966, vol. 77, № 6, p. 629—646.

*Mizutani H., Boba K., Kobayashi, Chang C. C., Lee C. H., Kang Y. S.* Heat flow in Korea.— «Tectonophysics», 1970, vol. 10, № 1—3, p. 183—205.

*Murauchi S., Den N., Asano S., Hotta H., Chijo J., Asanuma T., Ichikawa K., and Noguchi I.* A seismic refraction exploration of Kumano Nada (Kumano Sea), Japan. From Proceedings of the Japan Academy, 1964, vol. 40, № 2, p. 111—115.

*Murauchi S., Asanuma T., Hotta H.* Study on the continental slope of the Sanriku Coast by seismic reflection survey. Memoirs of the National Science Museum, № 1, Tokyo, 1968a, p. 25—31.

*Murauchi S., Den N., Asano S., Hotta H., Yoshii T., Asanuma T., Hagiwara K., Ichikawa K., Sato T., Ludwig W. J., Ewing J. I., Edgar N. T. and Houtz R. S.* Crustal structure of the Philippine Sea.— «J. Geoph. Res.», 1968b, vol. 73, № 10, p. 3143—3171.

*Ozima M., Ozima M. and Kaneoka I.* Potassium — Argon Ages and Magnetic Properties of Some Dredged Submarine Basalts and their Geophysical Implications.— «J. Geoph. Res.», 1968, vol. 73, № 2, p. 711—725.

*Parkinson W. D.* Conductivity anomalies in Australia and the ocean effect.— «J. Geomagn. Geolec.», 15, 1964, p. 222—226.

*Pavlov Yu. A. and Tuyezov I. K.* Results of evaluation of gravity fields at high altitudes in the Asian — Pacific transition zone, Proceedings of the First Japan — USSR Symposium on Solid Earth Sciences. Island Arc and Marginal Sea. Tokai University Press, 1971, p. 261—266.

*Present state of Japanese investigation of the western Pacific ocean floor and a proposal for future studies.* Subcommittee for International Cooperative Studies of the Ocean Bottom in the Western Pacific. Special Committee for Ocean Research, Science Council of Japan. Extract de la Mer (Bulletin de la Societe Franco — Japonaise d'oceanographie), 1969, T. 7, № 3, p. 47—63.

*Report on aeromagnetic survey in Japan, 1966, p. 242.*

*Research Group for Explosion Seismology.* The first — fifth explosion's observations in northeastern Japan.— «Bull. Earthq. Res. Inst.», Univ. Tokyo, vol. 29, pt. 1, 1951, p. 97—206; 1953, p. 281—289; 1954, p. 79—86; 1956, № 3; 1959, № 1, p. 89—124; 1961, № 2, p. 285—326; 1966, № 1, p. 89—107.

*Rikitake T.* The effect of the ocean on the rapid geomagnetic changes.— «Geophys. J.», 1961, № 5, p. 1—15.

*Rikitake T.* The undulation of an electrically conducting layer beneath the islands of Japan.— «Tectonophys.», 1969, vol. 7, № 3, p. 257—264.

*Rikitake T. and Sasai Y.* The anomalous behavior of Geomagnetic variations of short period in Japan and its relation to the subterranean structure. The 12-th report. Effect of the sea surrounding the Japan Islands and a possible model of subcrustal structure.— «Bull. Earthq. Res. Inst.», Univ. Tokyo, 1969, vol. 47, № 3, p. 125—143.

*Second Progress Report on the Upper Mantle Project of Japan (1965—1966).* The National Committee for UMP, Science Council of Japan, 1966, p. 57.

*Simmons G. and Horai K.* Heat flow data, 2.— «J. Geophys. Res.», 1968, vol. 73, № 20, p. 6608—6629.

*Skeels D. S.* An approximate solution of the problem of maximum depth in gravity interpretation.— «Geophysics», 1963, vol. XXVIII, № 5, p. 724—735.

*Special issue seismology in Japan. Part 1. History of Earthquakes and Seismology.*— «J. Seismol. Soc. Japan», 1967, vol. 20, № 4, p. 1—34.

*Tamaki I.* Seismicity in relation to the crustal structure with special reference to Japanese area.— «Institute of Technology», Ser. A, 1961, № 7, p. 45—139.

*Tamaki I.* Seismicity in Japanese Area and its bearing on geotectonics.— «Earth Sci.», 1964, № 70, p. 23—36.

*Tomoda Y., Segawa J.* Measurements of gravity and total magnetic force in the sea near and around Japan (1966).— «Sokuchi gakkaiishi. J. Geod. Sos. Japan», 1967, 12, № 3—4, p. 157—164.

*Tomoda Y., Ozawa K. and Segawa J.* Measurement of gravity and magnetic field on board a cruising vessel.— «Bull. Ocean Res. Inst.», Univ. Tokyo, 1968, № 3, p. 58—72.

*Tsuboi Ch.* Map of Bouguer anomaly distribution in Japan based on approximately 4500 measurements.—«Bull. Earthq. Res. Inst.», Suppl., 1954, vol. 4, pt. III, p. 125—127.

*Tsuboi Ch., Jitsukawa A., Tajima H. and Okada A.* Gravity survey along the lines of precise levels throughout Japan by means of a WORDEN gravimeter.—«Bull. Earthq. Res. Inst.», Suppl., 1953, vol. 4, pt. I—VIII, p. 2—46; 1954, p. 48—198; 1955, p. 200—310; 1956, p. 312—552.

*Tuyezov I. K., Sychev P. M., Tarakanov R. Z., Krasny M. L.* The comparative characteristics of the underground structure of folded regions and the recent geosyncline of the Far East Sector of Circum Pacific.—«The Eleventh Pacific Science Congress. Abstracts of papers. Geophysics», Science Council of Japan, Tokyo, 1966, vol. 3, p. 30—31.

*Tuyezov I. K., Sychev P. M., Tarakanov R. Z., Krasny M. L.* Structure of the folded areas and recent geosynclines of the Okhotsk area. Geophysical Monograph.—«The Crust and Upper Mantle of the Pacific Area», 1968, № 12, p. 473—480.

*Tuyezov I. K.* Crustal structure of the Okhotsk and Japanese area from regional seismic prospecting data.—In: Proceedings of the First Japan—USSR Symposium on Solid Earth Sciences, Island arc and marginal sea. Tokai University Press, 1971, p. 121—135.

*Utsu T.* Abnormal distributions of seismic intensities and regional differences in absorption of seismic waves, Zisin.—«Journ. Seismol. Soc. Japan», 1966, vol. 19, № 3, p. 226—227.

*Utsu T.* Anomalies structure of the upper Mantle beneath the Japanese Islands.—«Geophys. Bull. Hokkaido Univ.», 1971, vol. 25, p. 99—127.

*Uyeda S., Yukutake T. and Tanaoka J.* Preliminary report of terrestrial heat flow in Japan.—«Bull. Earthq. Res. Inst.», Tokyo Univ., 1958, vol. 36.

*Uyeda S., Tomoda Y., Horai K., Kanamori H. and Futi H.* A sea bottom thermoradiometer.—«Bull. Earthq. Res. Inst.», Tokyo Univ., 1961, vol. 39, p. 115—131.

*Uyeda S., Horai K.* Terrestrial heat flow in Japan.—«J. Geophys. Res.», 1964, vol. 69, № 10, p. 2121—2141.

*Uyeda S. and Vacquier V., Yasui M., Sclater J., T. Sato, J. Lawson, T. Watanabe, F. Dixon, E. Silver, Y. Fukao, K. Sudo, Nishikawa M. and Tanaka T.* Results of geomagnetic survey during the cruise of R/V Argo in western Pacific in 1966 and the compilation of magnetic charts of the same area.—«Bull. Earthq. Res. Inst.», 1967, vol. 45, № 3, p. 799—814.

*Uyeda S. and Vacquier V.* Geothermal and geomagnetic data in and around the Island Arc of Japan. Geophysical Monograph 12, Washington, 1968, p. 135—149.

*Vacquier V., Uyeda S., Yasui M., Sclater J., Corry C., Watanabe T.* Studies of the thermal state of the Earth. The 19 th paper: Heat flow measurements in the north Pacific.—«Bull. Earthq. Res. Inst.», Univ. Tokyo, 1969, vol. 44, № 4, p. 1519—1535.

*Vine F. S. and Matthews D. H.* Magnetic Anomalies over Oceanic Ridges.—«Nature», 1963, № 4897, vol. 199, p. 947—948.

*Vine F. S.* Spreading of the ocean floor new evidence.—«Science», 1966, № 3755, vol. 154, p. 1405—1415.

*Wadati K., Hirono T.* Magnitudes of earthquakes especially of near, deep — focus earthquakes.—«Geophys. Magas.», 1956, vol. 27, № 1, p. 5—15.

*Watanabe T., Epp D., Uyeda S., Langseth M. and Yasui M.* Heat flow in the Philippine Sea.—«Tectonophysics», 1970, vol. 10, № 1—3, p. 205—225.

*Woolard J. P.* Crustal structure from gravity and seismic measurements.—«J. Geophys. Res.», 1959, vol. 64, № 10, p. 1521—1544.

*Yasui M., Kishii T., Watanabe T. and Uyeda S.* Studies of the Thermal State of the Earth. The 18 th Paper: Terrestrial Heat Flow in the Japan Sea (2).—«Bull. Earthq. Res. Inst.», Tokyo Univ., 1966, vol. 44 (4), p. 1501—1518.

*Yasui M., Hashimoto Y. and Uyeda S.* Geomagnetic studies of the Japan Sea (1).—«Oceanogr. Mag.», 1967a, vol. 19, № 2, p. 221—231.

*Yasui M., Hashimoto Y. and Uyeda S.* Geomagnetic and Bathymetric Study of the Okhotsk Sea (1). Report of the Expedition in the Okhotsk Sea, 1966. Reprinted from the Oceanographical Magazine, 1967b, vol. 19, № 1, p. 73—85.

*Yasui M., Kishii T. and Sudo K.* Terrestrial Heat flow in the Okhotsk Sea (I).—«Oceanogr. Mag.», 1967c, vol. 19, № 1, p. 87—94.

*Yasui M., Kishii T., Uyeda S. and Watanabe T.* Heat flow in the Sea of Japan.—«The Crust and Upper Mantle of the Pacific Area. Geophys. Monograph», 1968a, vol. 12, AGU, Washington, p. 3—16.

*Yasui M., Nagasaka K., Kishii T., Halunen A. J.* Terrestrial heat flow in the Okhotsk Sea (II).—«Oceanogr. Mag.», 1968b, vol. 20, № 1, p. 73—80.

*Yasui M., Nagasaka K., Hashimoto Y., Anma K.* Geomagnetic and bathymetric study of the Okhotsk Sea (2).—«Oceanogr. Mag.», 1968c, vol. 20, № 1, p. 65—71.

*Yasui M., Nagasaka K., Kishii T.* Terrestrial Heat Flow in the Okhotsk Sea (2).—«Bull. of the Maizuru Marine Observ.», 1969, № 11, p. 73—80.

*Yoshii T.* On the Pn velocity and the seismological features of the Mantle in Japan.—«Zisin», 1971, vol. 24, p. 107—116.

*Yoshii T.* Features of the upper Mantle around Japan as inferred from Gravity anomalies.—«J. Phys. Earth.», 1972, vol. 20, p. 23—24.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

От редактора . . . . .	5
Введение . . . . .	8
Глава I. Состояние геофизической изученности и методика работ . . . . .	12
Геофизическая изученность и методика полевых работ . . . . .	—
Сейсмические исследования . . . . .	17
Гравиметрические исследования . . . . .	18
Магнитные исследования . . . . .	20
Глубинные электромагнитные исследования . . . . .	22
Изучение теплового потока Земли . . . . .	—
Особенности обобщения и анализа материалов . . . . .	23
Сейсмологические исследования . . . . .	24
Сейсмические исследования с искусственными источниками возбуждения упругих колебаний . . . . .	33
Гравиметрические исследования . . . . .	35
Магнитные исследования . . . . .	37
Электромагнитные исследования и данные о тепловом потоке . . . . .	38
Комплексная интерпретация материалов геофизических исследований . . . . .	42
Глава II. Геофизические поля . . . . .	—
Аномалии силы тяжести . . . . .	—
Аномалии силы тяжести на уровне моря . . . . .	—
Трансформация аномалий силы тяжести при пересчете в верхнее полупространство . . . . .	46
Аномалии магнитного поля . . . . .	52
Аномалии магнитного поля на уровне моря . . . . .	—
Трансформация аномалий магнитного поля при пересчете в верхнее полупространство . . . . .	55
Сейсмичность . . . . .	56
Тепловой поток . . . . .	62
О соотношении аномалий геофизических полей . . . . .	64
Соотношение гравитационных и магнитных аномалий . . . . .	—
Связь сейсмичности с вулканизмом и аномалиями геофизических полей . . . . .	—
Соотношение аномалий теплового потока с аномалиями магнитного, гравитационного полей и сейсмичностью . . . . .	66
Глава III. Строение земной коры по материалам региональных сейсмических исследований . . . . .	67
Осадочный слой . . . . .	—
Строение верхней и нижней толщ осадочного слоя по регионам . . . . .	—
Некоторые выводы и общие вопросы строения верхней и нижней толщ . . . . .	103
Мощность и структура осадочного слоя . . . . .	104
Консолидированная кора . . . . .	106
Строение консолидированной коры по регионам . . . . .	—
Общие особенности строения слоев консолидированной коры . . . . .	112
Общие особенности строения земной коры . . . . .	114
Глава IV. Строение верхней мантии . . . . .	121
Неоднородности верхней мантии по скоростям распространения упругих волн . . . . .	—
Неоднородности верхней мантии по плотностям . . . . .	129
Совместная обработка данных гравиметрических и сейсмических исследований на уровне моря . . . . .	—
Результаты пересчета аномалий силы тяжести в верхнее полупространство . . . . .	132
Неоднородности верхней мантии по магнитным свойствам . . . . .	138

Неоднородности верхней мантии по электрическим свойствам . . . . .	138
Неоднородности верхней мантии по комплексу геофизических данных . . . . .	142
Глава V. <i>Современные движения земной коры и изостазия</i> . . . . .	147
Современные движения земной коры . . . . .	—
Изостазия . . . . .	149
Корреляционные соотношения аномалий силы тяжести и рельефа дна моря . . . . .	150
Изостатические аномалии и гидростатическое давление . . . . .	153
Глава VI. <i>Модели глубинного строения основных типов морфоструктур</i> . . . . .	157
Шельфовые зоны . . . . .	—
Материковые склоны . . . . .	—
Глубоководные впадины . . . . .	161
Подводные возвышенности глубоководных впадин . . . . .	164
Островные дуги . . . . .	166
Глубоководные желоба . . . . .	172
Глава VII. <i>Тектоническое районирование</i> . . . . .	175
О продолжении структур суши в море . . . . .	—
Тектоническое районирование . . . . .	177
Охотоморская эпипалеозойская плита . . . . .	180
Сахалинская и Западно-Камчатская кайнозойские складчатые области . . . . .	183
Современная геосинклинальная область . . . . .	185
Связь приповерхностного и глубинного строения . . . . .	193
Глава VIII. <i>Об эволюции земной коры и истории геологического развития</i> . . . . .	197
Эволюция земной коры . . . . .	—
История геологического развития . . . . .	203
Заключение . . . . .	207
Литература . . . . .	215



*Иннокентий Константинович Тузов*

**ЛИТОСФЕРА  
АЗИАТСКО-ТИХООКЕАНСКОЙ ЗОНЫ ПЕРЕХОДА**

Ответственный редактор  
*Эпаминонд Эпаминондович Фотиади*

Редактор *Е. С. Иванова*  
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*  
Художник *В. В. Растегаев*  
Технический редактор *Т. К. Овчинникова*  
Корректоры *Г. И. Красцова, Р. К. Червова*

Сдано в набор 20 января 1975 г. Подписано в печать 12 сентября 1975 г. МН 00211. Формат 70×108<sup>1/16</sup>. Бумага типографская № 2. 14,5 печ. л., 20,3 усл.-печ. л.+5 вкл., 22,4 уч.-изд. л. Тираж 1000 экз. Заказ № 419. Цена 2 р. 24 к.

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

Цена 2 р. 24 к.

1321