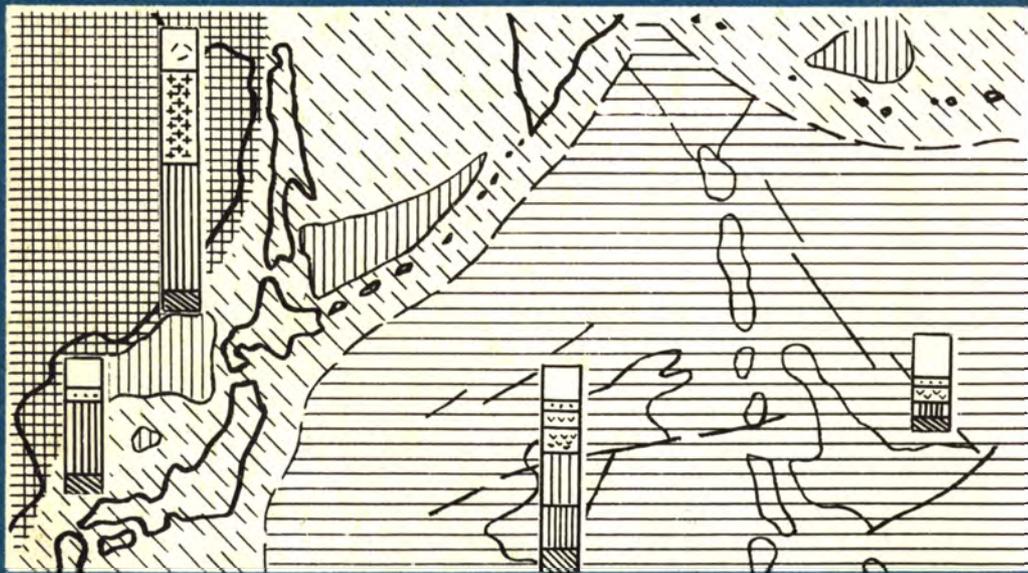




Е. Н. Меланхолина

ТЕКТОНИКА
СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ
ПАЦИФИКИ
соотношения
структур океана
и континентальной
окраины



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Е.Н. МЕЛАНХОЛИНА

ТЕКТОНИКА СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ПАЦИФИКИ

СООТНОШЕНИЯ
СТРУКТУР ОКЕАНА
И КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ
ОКРАИНЫ

Труды, вып. 434

Основаны в 1932 году



МОСКВА
"НАУКА"
1988

Academy of Sciences of the USSR

Order of the Red Banner of Labour Geological Institute

E.N. Melankholina

TECTONICS OF NORTH-WEST PACIFIC:
OCEAN STRUCTURES —
CONTINENTAL MARGIN RELATIONSHIPS

Transactions, vol. 434

Тектоника Северо-Западной Пацифики: Соотношения структур океана и континентальной окраины / Е.Н. Меланхолина. — М.: Наука, 1988. — 216 с. — (Тр. ГИН; Вып. 434). — ISBN 5-02-002054-0

В работе дан анализ строения и развития северо-запада Тихого океана и его активной окраины в последние 100 млн лет. Используются оригинальные и литературные материалы — геологические, петрологические и геофизические. Показана сложность строения и тектонических перемещений океанической и континентальной плит, обсуждается история формирования континентальной коры на их границе. Проведена корреляция тектонических событий и крупных перестроек в океане и на его окраине. Определены условия существования системы активной окраины в Северо-Западной Пацифике.

Табл. 10. Ил. 62. Библиогр. 562 назв.

Рецензенты: *П.Н. Кропоткин, Ю.Г. Гатинский*

Редакционная коллегия:

член-корреспондент АН СССР *П.П. Тимофеев* (главный редактор),
В.Г. Гербова, член-корреспондент АН СССР *А.Л. Книппер*,
В.А. Крашенинников

Ответственный редактор
академик *Ю.М. Пушаровский*

Reviewers: *P.N. Kropotkin, Yu.G. Gatinsky*

Editorial Board:

Corresponding Member of the USSR Academy of Sciences
P.P. Timofeev (Editor-in-Chief), *V.G. Gerbova*,
Corresponding Member of the USSR Academy
of Sciences *A.L. Knipper, V.A. Krashennnikov*

Responsible editor
Academician *Yu.M. Pushcharovsky*

М 1904000000-321 193-88-III
042(02)-88

© Издательство "Наука", 1988

ISBN 5-02-002054-0

ВВЕДЕНИЕ

Постановка тектонических исследований на полигоне Северо-Западной Пацифики. Область Северо-Западной Пацифики — океан и континентальная окраина — была выбрана как крупный полигон для комплексных геолого-геофизических исследований. Именно здесь представлялась целесообразной постановка работ по целому ряду решающих вопросов тектоники океана и его конвергентных границ, касающихся океанического и континентального корообразования; реологических особенностей литосферных плит — степени их жесткости и однородности; масштабов их горизонтального перемещения и поглощения; связи поглощения плит с генерацией андезитового магматизма, создающего континентальную кору; особенностей деструктивных явлений в задуговой зоне; общей направленности развития региона.

Ответы на эти вопросы останутся умоглядными без создания строгой картины развития структур в крупных регионах Земли, особенно вблизи конвергентных границ плит. С такой точки зрения и рассмотрен в работе геологический полигон Северо-Западной Пацифики, включающий мезозойско-кайнозойские структуры океана, континентальных окраин и островных дуг. Развитием этих структур определяются наиболее активные тектономагматические процессы, приводящие к формированию молодой океанической коры, к последующему росту "гранитно-метаморфического" слоя и становлению континента [Пейве и др., 1984; Talwani, Langseth, 1981; и др.].

Предлагаемая работа представляет результат сравнительно-тектонических исследований позднемезозойских и кайнозойских структур северо-запада Тихого океана и его континентальной окраины. Цель исследований состояла в разработке проблемы соотношений океанических и континентальных структур Северо-Западной Пацифики на протяжении последних 100 млн лет. Это определило необходимость: 1) типизации структур океана и континентальной окраины, 2) изучения особенностей и тектонической позиции магматизма в акватории и по ее периферии, 3) выявления позднемезозойских аналогов современных структур, 4) установления времени и характера структурных перестроек в разных зонах, 5) корреляции событий в пределах всего региона и оценки взаимных перемещений структур, 6) выяснения направленности структурно-вещественных преобразований в океане и на его конвергентной границе, 7) определения условий существования системы активной окраины на северо-западе Тихого океана.

Эти задачи решались на основе полевых и литературных геолого-геофизических данных, касающихся разных горизонтов корового разреза и самых верхов мантии. Специальное изучение геологических разрезов и структур проводилось на примере ряда тектонотипов, выбранных на континентальной окраине и в Тихом океане. Полевые работы ставились в Сихотэ-Алине, на Сахалине, на Больших и Малых Курильских островах. В трех рейсах судна

“Дмитрий Менделеев” были выполнены полигонные исследования в океане на поднятиях Шатского и Хесса и в абиссальных участках — на разломах Императорском, Меррей, Клариион, Нова и Магеллановом. Краткие геологические экскурсии проведены на о. Оаху в Гавайском архипелаге. Во всех случаях, помимо структурно-геологических исследований, специальное внимание было обращено на изучение магматических проявлений, характеризующих процессы корообразования. Работы автора составили часть общих тектонических исследований Геологического института АН СССР на востоке Азии и в Тихом океане, проводившихся под руководством академика Ю.М. Пушаровского. Результаты их частично опубликованы [Тектоника континентальных..., 1980; Строение..., 1984].

Для датирования геологических событий и их корреляции в работе использованы современные биостратиграфические данные по районам Северо-Восточной Азии и Тихого океана и собственные материалы автора. При характеристике морфологии и глубинного строения структур, истории осадконакопления, магматизма и тектонических преобразований давались по возможности количественные оценки. Хорошая сохранность позднемезозойских структур океана и континентальной окраины позволила обоснованно применить при изучении принцип актуализма. При этом использовались только однородные данные, характеризующие сравнимые по величине структурные зоны и интервалы геологического времени. Многие из необходимых нам материалов, геологических, петрологических и геофизических, уже достаточно полно освещены в публикациях, представленных рядом исследователей, в том числе и автором. Поэтому в данной работе мы могли сосредоточить внимание на узловых моментах разбираемой многоплановой проблемы, не повторяя многочисленных описаний. В итоге представляется возможным показать общую картину тектоники Северо-Западной Пацифики и ее развития в мел-кайнозойское время, выяснить ряд особенностей, характеризующих глубинные процессы на Азиатской континентальной окраине.

При обработке фактического материала по океану и континентальной окраине большую помощь оказали автору палеонтологи и петрологи. Коллекции ископаемых остатков определялись в разное время М.А. Пергаментом, Ю.Б. Гладенковым, В.Н. Синельниковой, М.Я. Серовой, Г.М. Братцевой. Анализы пород на содержание главных петрогенных и малых элементов проведены в химлаборатории Геологического института АН СССР. Анализы на содержание редкоземельных элементов выполнены в лаборатории ИМГРЭ С.А. Ляпуновым. Данные о составе пород из скважин глубоководного бурения взяты из отчетов DSDP.

Петрологические работы проводились совместно с Т.В. Молчановой, Г.Б. Рудником, Г.Н. Савельевой, Е.М. Марголиным, С.М. Ляпуновым. При осмысливании сейсмических данных ценные советы были получены от И.П. Косминской. Вопросы геологии Дальнего Востока неоднократно обсуждались с С.Д. Гальцевым-Безюком, М.А. Ахметьевым, Е.П. Лебедевым, А.С. Шуваевым, Ю.Б. Гладенковым, Л.С. Маргулисом, В.С. Рождественским, В.И. Головинским, В.М. Ковылиным, М.И. Стрельцовым, А.О. Мазаровичем, Г.Е. Некрасовым, Б.Г. Поляком. Геолого-геофизические работы в Тихом океане (21, 23 и 28-й рейсы НИС “Дмитрий Менделеев”) и интерпретация материалов проводились совместно с Ю.Н. Разницыным, О.А. Шмидтом, Д.И. Кудрявцевым, а также с Г.Б. Рудником, Ю.П. Непрочновым, Л.Р. Мерклиным, Г.А. Семеновым, А.В. Живаго и другими сотрудниками Института океанологии АН СССР. Во всех забортных работах постоянную помощь оказывал капитан НИС “Дмитрий Менделеев” А.С. Свитайло. Автор благодарен всем товарищам по работе. С особенной признательностью хочется отметить постоянное внимание и руководство работой со стороны Ю.М. Пушаровского.

Книга посвящается памяти мужа Аркадия Александровича Иванова.

Обзор геолого-геофизических исследований на северо-западе Тихого океана и его континентальной окраине. Круг современных исследований, проводимых в Тихом океане и на континентальной окраине, чрезвычайно широк. Однако вопросы сравнения океанических и континентальных структур, выяснения их эволюции и пространственных соотношений были поставлены только в начале 1950-х годов, когда впервые определились принципиальные различия их глубинного строения. К этому времени уже было проведено площадное батиметрическое изучение Тихого океана и его окраин. Японская батиметрическая карта достаточно точно отобразила рельеф северо-западной части Тихого океана, с выделением возвышенностей Шатского и Обручева, Императорского хребта, подводных гор района Маркус-Уэйк и некоторых разломных зон [Dietz, 1954]. Карта, составленная для территории от Кореи до Новой Гвинеи, позволила подойти к обобщениям по системе вулканических островных дуг, желобов и окраинных морей [Хесс, 1952; и др.].

Исследователями подчеркивались закономерное сочетание этих структур, связь с ними глубоких сейсмических зон, наклоненных под континент, и полосы гравитационных минимумов со стороны океана. Андезитовая линия рассматривалась как важная структурная и петрологическая граница. Образование гирлянд островных дуг связывалось предположительно с поддвижением симатической коры Тихого океана под сиалическую кору Азиатского континента. Б. Гутенберг и К. Рихтер, позднее Г. Беньоф специально рассмотрели сейсмические зоны тихоокеанского обрамления, отметили их связь с тектоническими структурами. Ф. Веннинг-Мейнес и Дж. Умбгров [1952] объясняли формирование всей системы структур как результат общего сжатия, вызвавшего пластическое впячивание коры с образованием глубокого корня, последующий разрыв сплошности и становление зоны скальвания, дальнейшие поднятия и опускания, восстанавливающие изостатическое равновесие на периферии Тихого океана. Длительность всего процесса, создавшего структуры континентальной окраины, оценивалась в 20—40 млн лет.

Г. Штилле [1957] считал границу Тихого океана и его континентального обрамления линией тектонического геораздела первого порядка, занимавшей фиксированное положение с древних времен истории Земли. Ее современную активность он связывал с заключительной орогенцией тектонического цикла неогена, полной консолидацией и уничтожением ортогеосинклинальных зон. Отсюда следовало представление об отсутствии тектонических аналогов среди современных и древних структур активных зон. Однако на материалах Тектонической карты СССР Н.С. Шатский показал, что кайнозойская складчатая область, пограничная с Тихим океаном, еще не завершила своего развития и является "живой" геосинклиналью, сравнимой со структурами геологического прошлого.

Первые результаты специального изучения океана и его окраин определили ряд проблем, связанных с геолого-геофизическими работами в конкретных регионах. "Только гигант может заглянуть в облака, но даже и он должен прочно стоять на земле", — писал А. Полдерварт в предисловии к сборнику "Земная кора", подводившему итоги исследований. Работы 1950-х годов ставились по программе Международного геофизического года. Весьма интенсивно развивались геологические и геофизические исследования в Тихом океане, проводившиеся советскими, американскими и другими специалистами. На их основе Г. Менард [1966] сделал обобщение по всему океану, с выделением здесь котловин, океанических поднятий, вулканических зон, крупных разломов. Для "нормальной" океанической котловины на северо-западе океана были определены характерные глубины в 5—6 км, малая мощность коры (5—6 км), приблизительная изостатическая уравновешенность, асейсмичность,

невысокий тепловой поток, наличие ряда разломов. По изобате 5 км в пределах котловины были выделены структуры, отвечающие поднятиям Шатского, Хесса, Мид-Пацифик. Их роль в океане, однако, не рассматривалась. Больше внимания уделено подводным горам и холмам. В результате изучения вулканических гор, превращенных в гайоты и атоллы, было выявлено погружение дна котловины на 1—3 км. Рассмотрение скоростных характеристик II океанического слоя и рельефа его кровли, связанного с подводными холмами, позволило Г. Менарду предположить вулканическую природу слоя. Осредненная модель коры Тихого океана была представлена Р. Рейтом [Raitt, 1956].

Изучение структур континентальной окраины наиболее активно проводилось на советском Дальнем Востоке и в Японии, где были получены важные петрологические результаты [Горшков, 1967; Куно, 1970]. Особенно существенным был комплекс работ ГСЗ в пределах Курило-Охотского региона [Строение..., 1964]. Полученные характеристики глубинного строения региона до сих пор являются наиболее полными в пределах тихоокеанских окраин. На основе вариаций мощности и скоростных разрезов коры здесь были выделены структуры с корой континентального, субконтинентального, океанического и субокеанического типа. Соотношение структур позволяло говорить о надвигании континентального блока земной коры на океанический, происходящем в зоне Курило-Камчатского желоба. В пределах островной дуги предполагалось разрастание континентальных блоков за счет поступления магматического материала с глубины. Обобщение геолого-геофизических материалов по тихоокеанскому обрамлению было сделано П.Н. Кропоткиным и К.А. Шахварстовой [1965]. Были приведены важные доказательства действия тангенциального сжатия и горизонтальных движений при формировании структур в мелу и кайнозойе. На примере Японского моря рассмотрена роль раздробления коры и растяжения, происходящего в тылу островных дуг.

В 1960-х годах в рамках Международного проекта верхней мантии была создана специальная программа по изучению континентальных окраин и островных дуг. Она предусматривала проведение комплексных геолого-геофизических работ с привлечением лабораторных экспериментов по составу и динамике коры и мантии. Детальные исследования планировались на участках различных типов окраин. Специальное внимание обращалось на изучение окраинных морей. В Советском Союзе обобщение геолого-геофизических материалов проводилось в связи с составлением Тектонической карты Тихоокеанского сегмента Земли [1970]. Результаты океанографических экспедиций были обобщены Г.Б. Удинцевым [1972]. При описании элементов рельефа и строения осадочного слоя в океане было разобрано их соотношение с тектоническими структурами. В специальной работе была представлена сводка геофизических материалов по Тихому океану [Геофизика..., 1974]. Геологическая карта Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана [1970] была составлена под руководством Л.И. Красного. Представления об их неоднородности развиваются Л.И. Красным [1984] в виде концепции геоблоков. Четкое районирование океана и обрамляющего его Тихоокеанского пояса было дано Ю.М. Пушаровским [1972]. По характеру палеотектонической зональности, длительному наращиванию континентальной коры в пределах пояса было показано, что его образование "не является следствием случайности, например, "благоприятного" поворота материков в процессе их дрейфа, происшедшего к тому же относительно недавно и в течение очень короткого промежутка времени" [Пушаровский, 1972, с. 197]. Важным результатом работы было доказательство древнего обособления Тихоокеанского сегмента на поверхности планеты.

Накопление геолого-геофизических данных по Тихому океану было отражено в двух сборниках статей, опубликованных в 1968 и 1976 гг. Проведение разносторонних исследований в океане и на континентальных окра-

инах дало реальную основу для теоретических обобщений, из которых наиболее всеобъемлющей является концепция тектоники плит. Концепция была создана преимущественно на материалах по океану, в первую очередь магнитометрических, палеомагнитных и сейсмологических. Использование общего рисунка современных структур и геометрические построения на поверхности сферы позволили разработать непротиворечивую модель современных перемещений жестких литосферных плит, их наращивания на дивергентных границах и разрушения на конвергентных границах — в области активных окраин.

Глобальный характер модели тектоники плит, объяснение очень многих геофизических и геологических данных определили ее быстрое признание. "Наиболее распространенной и, на мой взгляд, наиболее совершенной концепцией в настоящее время является теория тектоники плит", — писал А.В. Пейве [1977, с. 5]. К 1970-м годам концепция получила уже достаточно строгую геофизическую аргументацию [Ле Пишон и др., 1977]. Однако авторы концепции подчеркивали, что она "обеспечивает только физическую модель, которая пытается объяснить поверхностные деформации, происходящие в настоящее время на Земле... Гипотезу, очевидно, трудно приложить к изучению геологического прошлого, когда приходится иметь дело с суммарным результатом действия напряжений, вызванных полями, которые давно исчезли" [Ле Пишон и др., 1977, с. 256]. Гипотеза требовала серьезной проверки геологическими данными. К.Ле Пишон предостерегал от ее безоговорочного применения к интерпретации древних структур, когда "достаточно одного андезитового или ультраосновного валуна, чтобы придумать древнюю деструктивную границу плит".

Последующее изучение мезозойских структур океана и активных окраин показало возможность их сравнения с современными. Выявление юрско-меловых магнитных аномалий на северо-западе Тихого океана привело к реконструкции здесь древних спрединговых систем, гигантских горизонтальных перемещений структур и перестроек структурного плана [Larson, Chase, 1972]. В результате глубоководного бурения в океане эти построения были дополнены некоторыми палеомагнитными и седиментологическими данными [Initial..., 1973, vol. 20; 1975, vol. 32]. Структурное и формационное изучение позднемезозойской континентальной окраины также показало ее значительное сходство с современной [Меланхолина, 1973, 1980; Dickinson, 1973; Dickinson, Seely, 1979]. Возможность формирования континентальной коры предполагалась за счет как развития андезитового магматизма и метаморфизма, так отчасти и скучивания фрагментов океанической коры [Марков, 1975; Тектоника Северной Евразии, 1980]. В целом для азиатской окраины было установлено сочетание конструктивных процессов роста "гранитного" слоя в островных дугах с процессами деструкции в окраинных морях.

Многие работы 1970-х годов проводились в Северной Пацифике по Международному геодинамическому проекту, который разрабатывался с активным участием советских геологов. Итоги исследований в районах современных континентальных окраин были опубликованы в специальном сборнике под редакцией К. Берка и Ч. Дрейка и представили богатый фактический материал для обсуждения. Это позволило выделить нерешенные проблемы, касающиеся: 1) характера тектонических напряжений в желобе, 2) места сейсмической зоны в системе континентальной окраины, 3) образования и перемещения андезитовых магм, 4) источника отрицательных гравитационных аномалий, 5) последствий "релаксации" напряжений в островной дуге [Хатертон, 1978].

Поставленные вопросы решались в различных вариантах моделей субдукции на активных окраинах (см., например: [Ушаков, Галушкин, 1979]). При всей своей наглядности модели давали, однако, упрощенное изображение процесса, характеризующее лишь отдельные его стороны и не обеспеченное

геологическими доказательствами. Модели развития океанических структур также строились на ограниченном комплексе данных, чаще всего магнитометрических [Зоненшайн, Савостин, 1979; Кононов, 1985; Hilde et al., 1976; Engebretson et al., 1985; и др.]. Сопоставление различных параметров коры и глубины дна в Тихом океане показало их зависимость от возраста коры и расстояния от спредингового хребта [Parsons, Sclater, 1977; Woollard, 1978]. Но эта зависимость подтверждалась лишь в самом общем виде. Особенности строения и современная кинематика плит отражены на специальной карте Тихого океана [Plate-tectonic..., 1981]. Серия геолого-геофизических карт издается в настоящее время.

Сфера применения концепции тектоники плит быстро распространилась на палеоокеанологию, тектонику континентальных площадей и металлогению. В целом, как отмечали М. Тальвани и М. Лангсет, "в научных кругах произошла смена философий..., которая изменила направление исследований в науках о Земле, повернув их от исследовательской деятельности и полевых работ к обзору и синтезу имеющихся данных, к созданию формализованных моделей Земли" [Talwani, Langseth, 1981, с. 22]. Однако модели процессов были умозрительными. Проблемы движущих сил в тектонике плит, механизма субдукции и образования задуговых бассейнов оставались дискуссионными из-за недостаточности фактических геолого-геофизических данных. Результаты реконструктивных работ в океане уже не удовлетворяли исследователей. Дальнейшее изучение континентальных окраин требовало сопоставления со смежными океаническими площадями.

В 1980-е годы значительное внимание было обращено на получение принципиально нового фактического материала, необходимого для решения фундаментальных проблем. Последние спутниковые измерения высоты геоида и магнитного поля Земли, обработка данных сейсмической томографии показали перспективность развивающихся исследований мантии. При постановке новых геолого-геофизических исследований в океане становится очевидной необходимость площадного изучения его элементов; повышения как детальности, так и глубинности исследований с применением новых технических средств [Talwani, Langseth, 1981]. Это обеспечит выявление реалистической картины строения коры и верхней мантии на участке между дивергентной и конвергентной границами океанической плиты. Проблемы современного изучения конвергентных границ плит были сформулированы Д. Хассонгом [Hussong, 1980]. Основное внимание сконцентрировано на тектонике преддуговых зон, вопросах формирования субдукционного комплекса, заложения глубоководных желобов, формирования задуговых бассейнов и их реассимилирования в главном континентальном блоке, соотношения магматизма с процессом субдукции.

Имеющиеся сейчас геолого-геофизические данные позволяют вести разработку выдвинутых вопросов. Данные достаточно обширны, хотя разнородны и неполны. Их обзор помещен в соответствующих разделах текста. В списке литературы приведены только наиболее существенные публикации. Исчерпывающий перечень публикаций был бы слишком велик — по одному Японскому морю их существует не менее тысячи. Комплексный анализ имеющихся данных представляется весьма перспективным. Именно такой подход и предусматривается при работах по проектам "Литос", "Граница континент — океан" и программе геологической корреляции, в которых активно участвует Геологический институт АН СССР. Вопросы корреляции геологических событий в океане и на континентальных окраинах обсуждались на 27-й сессии МГК. Предварительное сравнение данных по Северо-Западной Пацифике уже показало возможность оценки взаимных перемещений структур, последовательности событий в пограничной зоне, времени и характера общерегиональных тектонических перестроек [Melankholina, 1986]. Дальнейшие результаты корреляции могут

оказаться решающими при обсуждении применимости концепции тектоники плит, при определении путей ее модернизации.

В последние годы анализ данных выявил значительную неоднородность вещества литосферы, его мобильность и тектоническую расслоенность [Пейве, 1981; Пушаровский, 1986а]. Материалы данной работы также противоречат представлениям о монолитности и большой жесткости литосферных плит в пределах Северо-Западной Пацифики. Вместе с тем длительное существование здесь двух крупных структурных единиц, их обособленное развитие и сложное взаимодействие, установленное в районах Восточной Азии, позволяют выделять структуры литосферных плит. Это не означает, однако, безоговорочного принятия допущений о реологических свойствах и масштабах перемещения плит, имеющих в физической модели. К этому вопросу мы вернемся на примере Северо-Западной Пацифики. Стадийность формирования океанической коры и преобразования ее в континентальную, вещественное и структурное выражение этих стадий соответствуют представлениям геосинклинальной теории, развиваемым на современном этапе [Пейве и др., 1984; Хаин, 1986]. Попытки пересмотра этих представлений предлагались без достаточного обоснования [Зоненшайн, 1984]. Использование положений геосинклинальной теории и соответствующей терминологии остается правомерным и в настоящее время. Характерный для современности актуалистический подход к изучению структур при работах в Северо-Западной Пацифике может быть применен вполне обоснованно.

Проведенное изучение Северо-Западной Пацифики показало разнообразие тектонических обстановок в океане и на континентальной окраине, значительную длительность развития структурных зон, возможность корреляции событий в пределах всего региона. История структур на северо-западе Тихого океана может быть прослежена на протяжении более 100 млн лет. Фрагменты близких по возрасту и более древних океанических структур обнаружены в смежных районах Восточной Азии [Тектоника континентальных..., 1980; Пушаровский и др., 1983]. Они обладают характерными особенностями меланократового основания, магматических серий, строения разрезом, несут следы интенсивного тектонического скупивания, особенно проявившегося в поздне меловое время. Становление континентальной земной коры выявляется на востоке Азии на разных временных рубежах. Наиболее изучены структуры континентальной коры мелового возраста.

Структурные элементы меловой континентальной окраины сохранились достаточно полно, расположены в непосредственной близости от современной континентальной окраины и могут успешно изучаться методом актуализма [Меланхолина, 1980]. При этом особенно важна возможность выяснения общей зональности и соотношения элементов в системе меловой континентальной окраины, так как изучение только характера формаций или стилия дислокаций не может быть использовано как однозначный показатель палеотектонической обстановки. Для сравнительных исследований большой интерес представляет участок современной системы континентальной окраины на Дальнем Востоке — один из наиболее просто построенных, обладающий четкой зональностью и включающий тектонические элементы, находящиеся на разных стадиях развития конструктивных и деструктивных процессов. В целом область Северо-Западной Пацифики представляет прекрасный полигон для изучения соотношений океана и его активной окраины.

ТЕКТОНИКА СЕВЕРО-ЗАПАДА ТИХОГО ОКЕАНА

ГЛАВА ПЕРВАЯ

МЕЗОЗОЙСКИЕ И КАЙНОЗОЙСКИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ

В пределах Тихого океана северо-западная область с мезозойским возрастом коры выделяется наибольшей тектонической неоднородностью, сложностью гравитационного и магнитного полей, относительно глубоким положением поверхности М. В современной структуре весь регион входит в состав Тихоокеанской литосферной плиты. Его основные тектонические элементы образованы абиссальными плитами (котловинами), древними океаническими поднятиями с утолщенной корой, наложенными вулканическими зонами и краевыми валами, протянувшимися вдоль северо-западной конвергентной границы (рис. 1) [Строение..., 1984]. Такое сочетание элементов создает значительные неоднородности внутри плиты и потенциальные возможности для деформаций в коре и верхней мантии.

АБИССАЛЬНЫЕ ПЛИТЫ

Абиссальные плиты с их маломощной и достаточно однородной земной корой образуют общий фон океанических структур. Их монолитность и значительная пассивность проявляются и в рельефе, и в характере геофизических полей, и в строении I слоя. При заметной обособленности различных абиссальных структур, разделенных участками поднятий, все они обычно объединяются под названием Северо-Западной котловины [Удинцев, 1972; Тихий океан, 1976; Головинский, 1985; Chase et al., 1977; General..., 1982]. Однако как вся абиссальная область, так и ее отдельные элементы по своему строению не имеют котлообразной формы, а представляют собой весьма однородные пластины и могут быть названы абиссальными плитами¹.

Абиссальная плита (котловина), располагающаяся к западу от поднятия Шатского, по своей однородности и достаточной простоте строения может рассматриваться в качестве тектонотипа подобных структур. Ее размеры в северо-восточном направлении около 4000 км, в северо-западном — 700—750 км. Рельеф дна выровненный, осложненный местами крупными разломными трогами и вулканическими горами. Глубина дна на севере 5—5,5 км и увеличивается в южной части площади до 6 км и более. Такое увеличение абиссальных глубин к югу от 35°с.ш. наблюдается как западнее, так и восточнее поднятия Шатского, что может в самом общем виде отвечать удревнению океанической коры. Однако направление изобат сечет предполагаемые возрастные границы [Heezen, Fornari, 1975]. На востоке, в котловине Вулларда, глубины возрастают от 5,2 до 5,7 км в направлении, противоположном удревнению коры [Nemoto, Kroenke, 1981]. Вулканические подводные горы Макарова, Исакова и многочисленные гайоты Гейш поднимаются над

¹ Это частные структурные элементы дна океана — в отличие от глобальных структур литосферных плит.

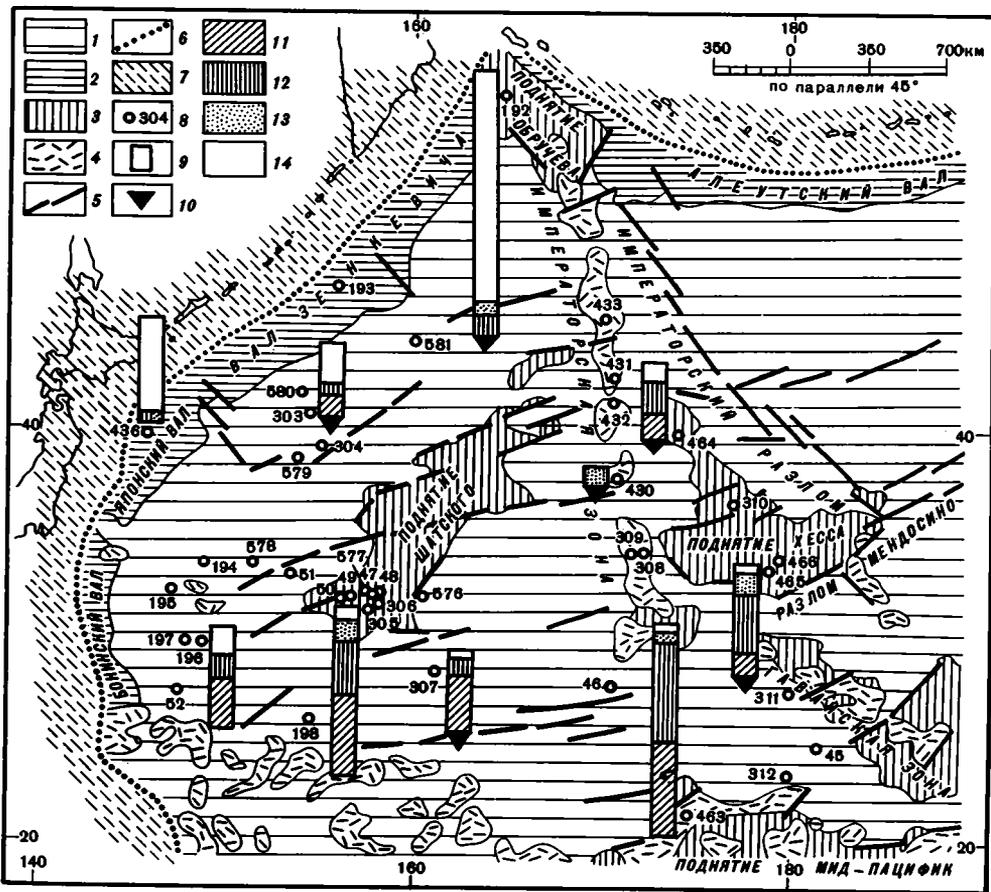


Рис. 1. Тектоническая схема северо-запада Тихого океана

1—4 — основные тектонические элементы: 1 — абиссальные плиты, 2 — краевые океанические валы, 3 — океанические поднятия, 4 — наложенные вулканические зоны; 5 — крупные разломы; 6 — граница Тихоокеанской плиты; 7 — структуры Азиатской континентальной окраины; 8—14 — данные глубоководного бурения: 8 — расположение и номера скважин, 9 — колонки скважин, 10 — породы II слоя, 11—14 — осадки: 11 — нижнемеловые, 12 — верхнемеловые, 13 — палеогеновые, 14 — неоген-четвертичные

абиссальными участками на 3 км и больше [Vogt, Smoot, 1984]. Ряд подводных гор распространяется и в пределы краевых океанических валов.

Геофизические поля, как и батиметрические данные, характеризуют значительную однородность структуры абиссальных плит. Мощность литосферы на длинном профиле ГСЗ оценивается в 80 км, однако сейсмические данные не могут быть трактованы однозначно [Asada, Shimamura, 1976; Asada et al., 1981]. Мощность земной коры 5—8 км, на периферии больше (рис. 2) [Зверев, 1977; Малахов и др., 1977; Соловьева, 1976; Кунин, Семенова, 1983; Строев..., 1984; Den et al., 1969; Asada, Shimamura, 1976; Houtz et al., 1980]. Спокойный характер гравитационного поля свидетельствует о выдержанности этих мощностей. Аномалии Буге на северо-западе океана достигают значений более 400 мГал, аномалии в свободном воздухе слабоотрицательные [Гайнанов и др., 1974; Гравиметрическая..., 1977; Строев..., 1984; Tomoda, Fujimoto, 1982]. Поле теплового потока весьма однородно, со средними значениями 51 ± 18 мВт/м² [Смирнов, Сугробов, 1980; Гнибиденко и др., 1983].

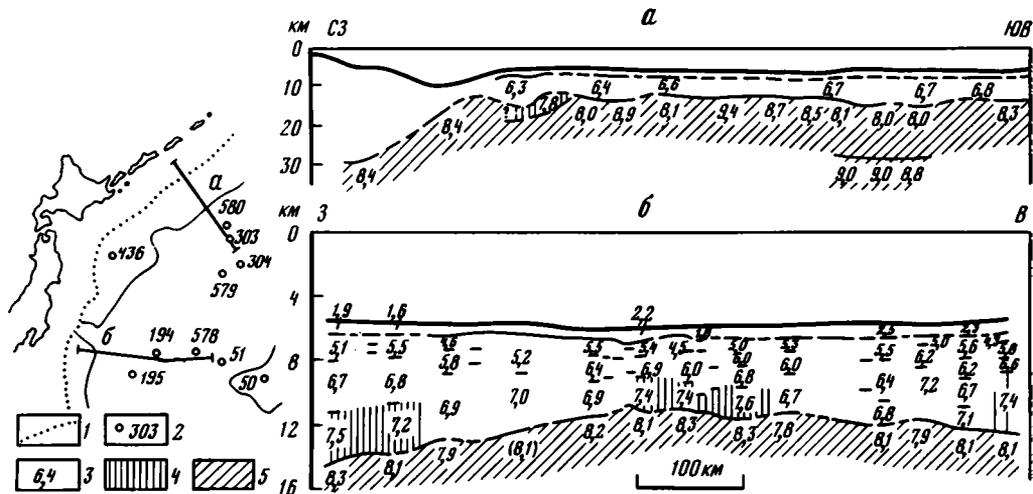


Рис. 2. Разрезы земной коры на участках абиссальной плиты и краевых валов по данным ГСЗ

а — по профилям 6—0 и 24 близ о. Уруп [Зверев, 1977]; б — у 35° с.ш. [Houtz et al., 1980]. Здесь и далее в части первой расположение профилей показано на схемах, представляющих фрагменты рис. 1. 1 — граница Тихоокеанской плиты; 2 — скважины глубоководного бурения; 3—5 — сейсмические характеристики разрезов: 3 — скорости продольных волн, км/с, 4 — высокоскоростной горизонт в подошве коры, 5 — породы мантии

Полосовые магнитные аномалии от М29 до М0 и СL, связанные с породами II и III слоев, в прикурильском районе и западнее Гавайских островов образуют системы, характерные для океанических плит и отвечающие предположительно мезозойским спрединговым зонам в Тихом океане (рис. 3) [Larson, Chase, 1972; Hilde et al., 1976; Plate-tectonic..., 1981]. Интенсивность положительных и отрицательных аномалий достигает 600—700 нТ. Общая картина магнитного поля гораздо сложнее, чем в молодой спрединговой зоне Восточно-Тихоокеанского поднятия. Расположение самой древней из аномалий (165 млн лет) предполагается в районе магнитной излучины к югу от поднятия Шатского. Возрастные датировки пород II слоя, определявшиеся по магнитометрическим данным, в целом подтверждаются при бурении, что позволяет использовать магнитные аномалии как изохроны на океаническом дне. Картина аномального магнитного поля на абиссальной плите, принятой за тектонотип, характеризует здесь последовательное наращивание океанического дна к северо-западу, с формированием в конце юры и неокоме полос океанической коры шириной около 2000 км, с ускорением корообразования в апт-альбское время [Larson, Chase, 1972; Hilde et al., 1976; Engebretson et al., 1985].

Осадки I слоя достаточно полно изучены по кернам скважин и профилям НСП [Строение..., 1984; Ewing et al., 1968; Initial..., 1971, vol. 6; 1973, vol. 20; 1975, vol. 32; Ludwig, Houtz, 1979; Initial..., 1982, leg 86] (рис. 4,5). Горизонты, выделяемые в составе слоя, — два акустически прозрачных и один непрозрачный ("опаковый") между ними, весьма выдержаны по площади. Мощность осадков 200—400 м. Самые древние из них, судя по наннопланктону, относятся к валанжину или иногда к берриасу (скв. 307). В районе скв. 196 возможно присутствие также верхнеюрских осадков (пачка до 300 м, известная по данным НСП). Слои неокома распространены в западных районах, имеют кремнисто-известковый состав и мощность до 140—180 м, на севере меньше. Основная часть мелового разреза (от апта до

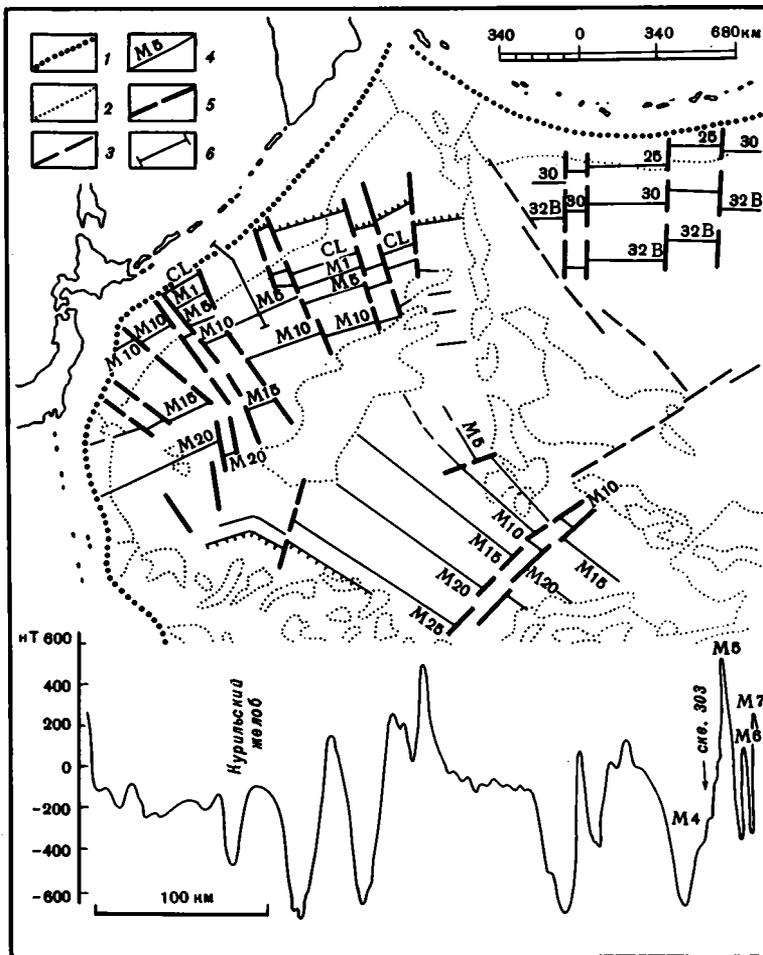


Рис. 3. Схема мезозойско-кайнозойских магнитных аномалий северо-запада Тихого океана [Hilde et al., 1976]

1 — современная граница Тихоокеанской плиты; 2 — контуры тектонических элементов; 3 — некоторые крупные разломы; 4 — полосовые магнитные аномалии и их номера; 5 — разломы, осложняющие картину магнитного поля; 6 — расположение профиля (соответствует профилю НСП на рис. 4), профиль отражает характер меловых магнитных аномалий Японской системы [Initial..., 1975, vol. 32]

туруна или кампана) представлена пелагическими глинами и кремнистыми породами² мощностью до 200 м. Именно присутствием кремней обусловлено существование непрозрачного горизонта в акустическом разрезе I слоя. Малая мощность, а местами и полное отсутствие верхнемеловых осадков на северо-западе Тихого океана обычно объясняются предположительно сокращением развития кремнистой биоты в связи со сменой тропических условий осадко-накопления обстановкой умеренного климата [Initial..., 1975, vol. 32].

Палеогеновому времени и началу неогена в абиссальных участках также отвечает региональный перерыв или очень конденсированный разрез. На крайнем юго-востоке, в котловине Бейли, скв. 46 пройдено 9 м пелагических глин эоцена—олигоцена. На остальной площади осадкам этого возраста может

²Здесь и далее имеются в виду существенно кварц-халцедоновые породы, отвечающие англоязычному термину "chert".

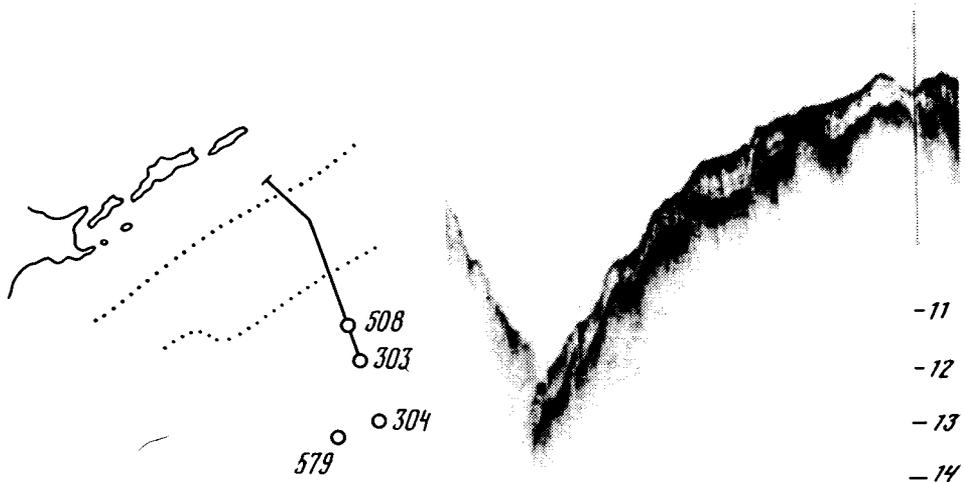


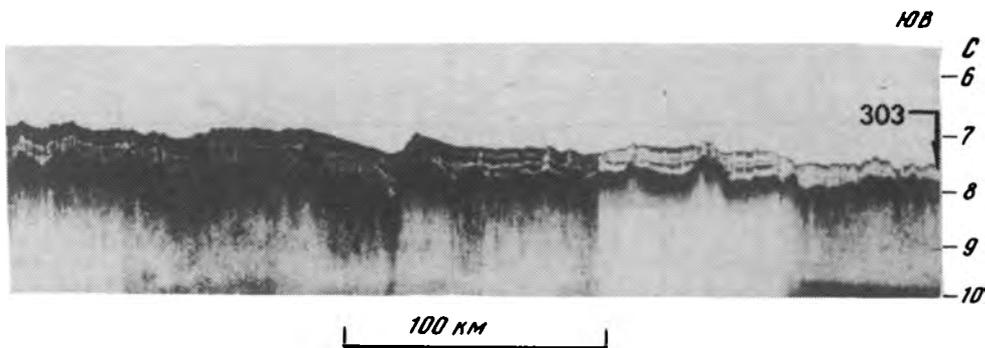
Рис. 4. Временной разрез НСП через участок абиссальной плиты близ скв. 303, вал Зенкевича и Курильский глубоководный желоб [Initial..., 1975, vol. 32]. Вертикальный масштаб в 30 раз больше горизонтального

соответствовать маломощный (10—30 м) интервал в скважинах, не представленный керном. Особенно значительный перерыв установлен в скв. 307 к юго-востоку от поднятия Шатского. Сокращению здесь осадочного разреза соответствует и почти полное исчезновение верхней акустически прозрачной толщи на профилях НСП.

Верхнемиоценовые и плиоценовые слои в северных разрезах образованы кремнисто-глинистыми и кремнистыми осадками, содержащими вулканический пепловый материал и небольшое количество терригенных частиц. Характерно обилие в осадках радиолярий и диатомовых. В южном направлении количество кремнистых микроорганизмов заметно убывает; южнее 35° с.ш. в разрезах преобладают глинистые осадки. Мощность кайнозойских осадков в скв. 303, 304, 194 достигает 200—230 м, а к югу и юго-востоку существенно сокращается.

Таким образом, в пределах абиссальных плит вверх по разрезу наблюдается смена кремнисто-известковых пород слабоизвестковыми глинами и нанно-радиоляриевыми илами, затем радиоляриево-диатомовыми илами, а выше — бурыми и цеолитовыми илами и глинами. В разных районах Тихого океана такие изменения проявляются диахронно, со скользящим возрастом границ [Крашенинников, 1978; Initial..., 1973, vol. 20]. В целом они отвечают так называемому океаническому погружению, захватывавшему постепенно все более молодые участки дна. Судя по бентосным фораминиферам из скв. 195, глубины дна на северо-западе океана могли составлять в неокомское время всего около 1,5 км [Initial..., 1973, vol. 20]. Уже в аптском веке поверхность дна была опущена ниже уровня карбонатной компенсации (предположительно около 3,7 км).

Скорость седиментации на абиссальных плитах оценивается для мелового времени в пределах от 1 до 16 м/млн лет, для палеогена — не более 0,4 м, а для неоген-четвертичного времени — до 16—17 м/млн лет (рис. 6) [Initial..., 1975, vol. 32; и др.]. Значительная скорость седиментации в начале мела предположительно объясняется высокой биологической продуктивностью в приэкваториальной зоне, а в позднем кайнозое — продуктивностью, связанной



с течением Куро-Сюо. Кремнистая микрофауна неогена характеризует условия умеренного климата. Изучение осадков на трансокеаническом профиле [Литология..., 1979] показало, что скорость голоценовой седиментации в гемипелагической области составляет 10—40 м/млн лет, скорость накопления пелагических красных глин в центральной части океана и абсолютные массы осадка отличаются на порядок. Ведущая роль повсеместно принадлежит биогенно-терригенной седиментации; в большом удалении от континента, по мере уменьшения количества терригенного материала, в глинах возрастает относительная роль островодужной пироклаستيки.

Диахронный характер изменения седиментации хорошо согласуется с представлениями о смене палеоширот для западнотихоокеанских структур [Initial..., 1975, vol. 32]. Имеющиеся палеомагнитные и палеоэкологические заключения также соответствуют этим представлениям. Большая выдержанность фациального состава и мощностей горизонтов внутри I слоя, сохранение скоростей осадконакопления в течение длительного времени, повсеместное проявление палеогенового перерыва в разрезах свидетельствуют о слабом тектоническом расчленении абиссальных плит и достаточно пассивном развитии в мелу и кайнозое.

Буровые данные по II слою касаются его самой верхней части (не более 13 м), однако они могут быть дополнены данными драгирования. Во всех случаях при бурении и драгировании с абиссальных участков был получен достаточно однородный материал, представленный пиллоу-лавами абиссальных толеитов (см. главу вторую). В зоне Императорского разлома нами изучен почти ненарушенный разрез океанической коры, включающий породы верхней и нижней частей II слоя, а также самых верхов III слоя общей мощностью 2,5 км (рис. 7) [Строение..., 1984; Рудник и др., 1984]. Разрез охарактеризован данными ступенчатого драгирования и глубинного сейсмического зондирования и может быть использован как опорный для абиссальной плиты мелового возраста. Верхнему интервалу разреза (до 1,5 км) отвечают базальты, нижнему (1 км) — преимущественно долериты, образующие, по-видимому, комплекс параллельных даек. Такая последовательность пород в разрезе, с расчленением II слоя на два горизонта, отмечена и в других районах океана.

Результаты глубинного сейсмического зондирования в пределах абиссальных плит подтверждают вывод о вертикальной неоднородности II слоя и наличии в нем промежуточной границы. На основе статистической обработки данных по Тихому океану скорость продольных волн в верхней части II слоя оценивается в среднем в 3,6 км/с, в нижней части — 5,9 км/с, средняя мощность слоя определена в 2 км [Зверев, Капустян, 1980]. В региональных моделях коры участков Северо-Западной котловины граничная скорость для II слоя 4,3—4,9 км/с, мощность 1,2—1,8 км [Семенова, 1985]. Горизонтальная измен-

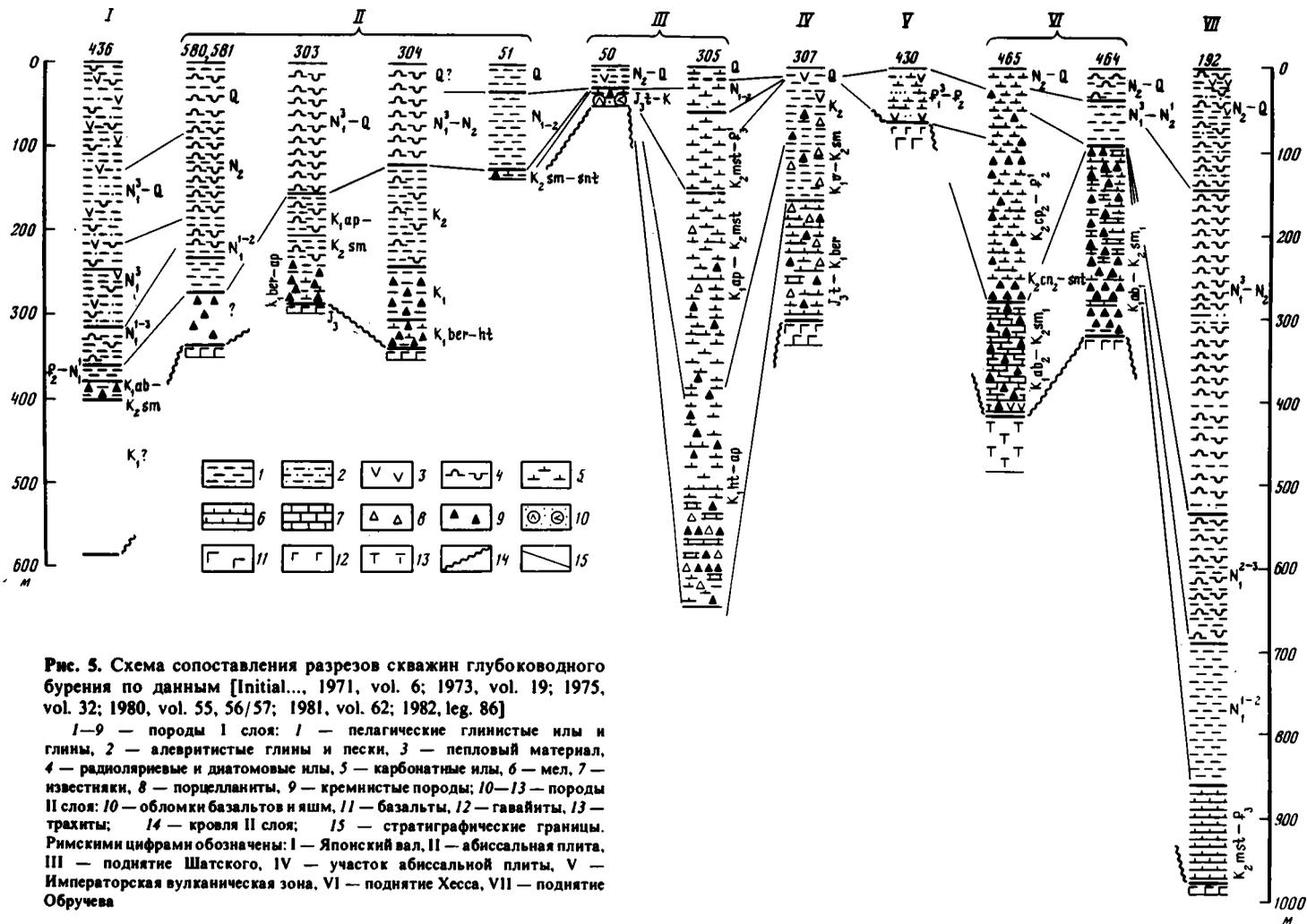


Рис. 5. Схема сопоставления разрезов скважин глубоководного бурения по данным [Initial..., 1971, vol. 6; 1973, vol. 19; 1975, vol. 32; 1980, vol. 55, 56/57; 1981, vol. 62; 1982, leg. 86]

1-9 — породы I слоя: 1 — пелагические глинистые илы и глины, 2 — алевритистые глины и пески, 3 — пелловый материал, 4 — радиоляриевые и диатомовые илы, 5 — карбонатные илы, 6 — мел, 7 — известняки, 8 — порцелланиты, 9 — кремнистые породы; 10-13 — породы II слоя: 10 — обломки базальтов и яшм, 11 — базальты, 12 — гавайиты, 13 — трахиты; 14 — кровля II слоя; 15 — стратиграфические границы. Римскими цифрами обозначены: I — Японский вал, II — абиссальная плита, III — поднятие Шатского, IV — участок абиссальной плиты, V — Императорская вулканическая зона, VI — поднятие Хесса, VII — поднятие Обручева

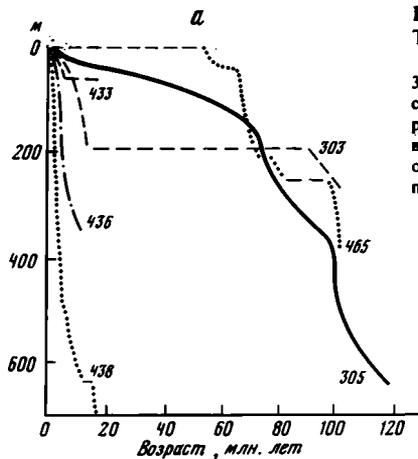
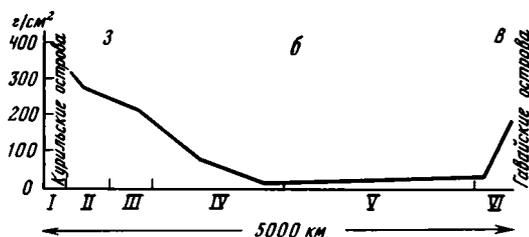


Рис. 6. Схемы океанической седиментации на северо-западе Тихого океана

а — графики скоростей седиментации по данным [Initial..., 1975; 32; 1980, vol. 55, 56/57; 1981, vol. 62]. Арабские цифры — номера скважин, характеризующих тектонические структуры разного типа (см. рис. 5); б — распределение абсолютных масс осадков, накопившихся в последние 100 000 лет [Литология..., 1979]. Римские цифры — зоны осадконакопления: I — прибрежная, II — гемипелагическая, III — переходная, IV, V — пелагическая, VI — океанических островов



чивость физических свойств и мощности слоя оказывается весьма существенной (см. рис. 2). Возможной причиной неоднородности II слоя могло послужить и напряженное состояние вещества в отдельных участках океанического дна, и обилие интрузивных долеритовых тел. Одной из причин могло явиться также наличие осадочных прослоев среди базальтов, подтверждаемое данными о низкочастотных отражениях глубже кровли II слоя.

Породы III слоя в разрезе Императорского разлома представлены габброидами, по составу близкими к долеритам и базальтам верхней части разреза, но отличающимися наличием зеленокаменных преобразований и, вероятно, большей тектонизацией. Судя по данным ГСЗ, скорости продольных волн в III слое абиссальных плит обычно довольно высокие — 6,6—6,8 км/с; выдержанность этих значений на большой площади свидетельствует, возможно, о постоянстве состава III слоя. Мощность слоя в региональных моделях земной коры оценивается в 5,5—6 км [Семенова, 1985]. В периферических частях абиссальных структур мощность как II, так и III слоя возрастает [Малахов и др., 1977; Den et al., 1969]. Выводы о составе и мощности II и III слоев, о единстве формирования всего разреза океанической коры сопоставимы с известными данными по палеоокеаническим офиолитовым комплексам [Pallister, Hopson, 1981; и др.]. Отмеченная близость составов габбро и долеритов в Императорском разрезе, нахождение их в одной драге свидетельствуют о совместном залегании в коре. Это подтверждается и сейсмическими данными по северо-западу Тихого океана. Так, на профиле МОВ к западу от поднятия Шатского были отмечены отсутствие отражений от кровли III слоя и постепенный переход ко II слою [Houtz et al., 1980]. Причиной такого постепенного перехода, несомненно, могло послужить наличие комплекса долеритовых даек или силлов среди габброидов в верхах III слоя.

Данные по поверхности М на северо-западе Тихого океана характеризуют ее как простую границу со скачком скоростей, со средней скоростью продольных волн 8,15 км/с [Зверев, Капустян, 1980]. Резкий скачок плотности среды, скорее всего, может отвечать смене состава с появлением в мантии ультраосновных пород (см. главу вторую). На длинных профилях к западу от поднятия Шатского в мантии фиксируются вариации скорости от 7,8 до 8,6 км/с [Asada, Shimamura, 1976; Shimamura et al., 1982]. Значительный интерес представляет наличие участков с повышенными скоростями как на границе М, так и глубже в мантии. На профиле ГСЗ 24 скорости достигают местами 8,6—9,0 км/с и даже более.

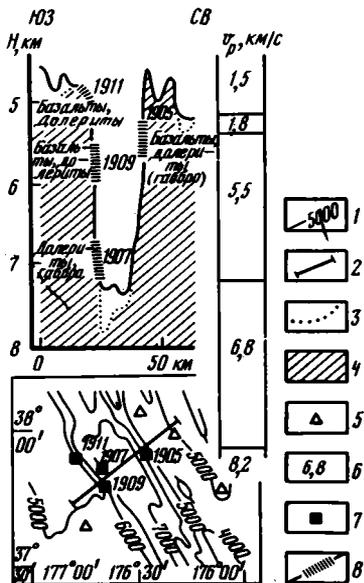
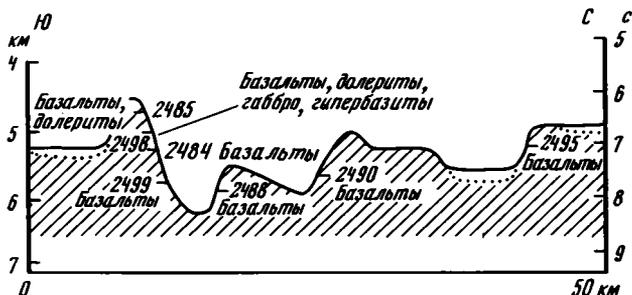
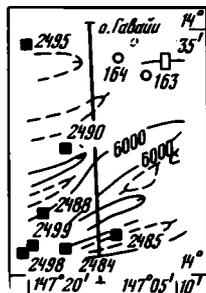


Рис. 7. Геолого-геофизические характеристики опорного корового разреза в зоне Императорского разлома (с использованием батиметрических и сейсмических данных А.В. Живаго, Ю.П. Непрочнова, Л.Р. Мерклина)

1 — изобаты, м; 2 — распространение акустически прозрачных осадков; 3 — акустический фундамент по НСП; 5 — постановка донных сейсмографов; 6 — скорости продольных волн, км/с; 7 — станции драгирования; 8 — интервалы драгирования. Цифрами обозначены номера станций

Рис. 8. Строение корового разреза в зоне разлома Клариион (с использованием данных А.В. Живаго, Г.А. Семенова)

Условные обозначения см. на рис. 7



Наличие высокоскоростных горизонтов в верхах тихоокеанской мантии и ее высокая добротность могут свидетельствовать, по нашему мнению, о напряжениях сжатия в породах движущейся литосферной плиты, что подтверждается и отдельными наблюдениями по анизотропии их упругих свойств. Величины мантийных скоростей в прикуруильской части океана оказываются наибольшими при измерении в северном и северо-западном направлениях, коэффициент анизотропии на глубинах 40 км и более составляет 4—7% [Чесноков, 1977; Shimamura et al., 1982]. Такая картина анизотропии может отвечать полю напряжений со сжатием перпендикулярно системе мезозойских магнитных аномалий. Наиболее вероятной причиной анизотропии считается закономерная ориентировка кристаллов оливина в породах верхней мантии, образованная, возможно, при твердопластичном течении мантийного вещества [Чесноков, 1977; Тектоническая..., 1980]. Эксперименты, проведенные с дунитом, показали возможность его течения и деформаций в условиях глубин более 17 км [Теркот, Шуберт, 1985]. Следы таких глубинных деформаций обнаруживаются, в частности, в образцах перидотитов, драгированных нами в зоне разлома Клариион [Меланхолина и др., 1983].

В современном разрезе коры, вскрытом разломом Клариион, серпентинизированные перидотиты и габброиды залегают поверх базальтов и доле-

ритов II слоя (рис. 8). Выведение мантийных образований на коровый уровень, нарушение естественной последовательности в залегании пород представляют, возможно, результат деформаций крупного масштаба, с образованием глубинных срывов и тектонической расслоенности в коре и мантии. По сейсмическим данным, на северо-западе Тихого океана выявляется расслоенное строение верхней мантии до глубин свыше 250 км [Asada, Shimamura, 1976]. Таким образом, для абиссальных плит намечаются признаки достаточной пластичности литосферы, образования глубинных пластических деформаций и срывов разного масштаба.

Хрупкие деформации вещества выражены преимущественно в верхних горизонтах коры в виде серии протяженных разломов [Агапова, Удинцев, 1973; Пушаровский и др., 1980; Chase et al., 1977]. Разломы представляют собой зоны дробления с холмисто-глыбовым расчленением рельефа, с серией крутых уступов (до 700 м высоты) и выходами акустического фундамента на поверхность дна. Простираение разломов — от северо-восточного в прикурильском районе до субширотного на юге площади. Данных о характере разломов крайне мало. Судя по морфологии разломных зон и их прямолинейности, можно предполагать наличие здесь сбросовых или сдвиговых перемещений. По нарушениям молодых осадков, по четкому выражению разломов в рельефе дна устанавливается их активность в позднекайнозойскую эпоху. Прямых данных о времени заложения разломов нет. По-видимому, все разломы северо-восточного простираения и близкие к широтным следует рассматривать как часть кайнозойской разломной системы севера Тихого океана.

Кроме рассмотренных разломов, в пределах абиссальных плит предполагается существование системы разломов северо-западного направления, нарушающих простираение мезозойских магнитных аномалий (см. рис. 3) [Hilde et al., 1976]. В ряде работ эти разломы рассматриваются как трансформные, связанные с развитием мезозойской спрединговой системы, создавшей структуру магнитного поля. На некоторых профилях НСП разломным зонам соответствуют трог с повышенной мощностью осадков. В рельефе разломы северо-западного простираения обычно не выражаются. Поэтому можно предполагать их более древний возраст по сравнению с разломной системой северо-восточного простираения.

Императорский разлом протягивается в северо-западном направлении на расстояние не менее 2500 км [Красный, 1978; Строение..., 1984; Erickson et al., 1970; Chase et al., 1977]. Он представляет собой широкую (до 100—150 км) зону, состоящую из серии субпараллельных разломов, ограничивающих главный трог глубиной 1—2 км, протяженный хребет на востоке и серию более мелких грабенообразных трогов и горстовых хребтов (см. рис. 7). Наибольшие глубины дна в осевой части главного трога достигают 7,9 км на севере и 7,4 км южнее, на дне обнаруживается прерывистая линза осадков. Борта трога всегда крутые, с наклоном до 20° и больше, с выходами на поверхность акустического фундамента, на которых было проведено драгирование. Прямых данных о смещениях по Императорскому разлому пока не обнаружено. Простираение его близко к позднемезозойским (?) разломным зонам. По картам видно, что у разлома обрывается ряд структур, подходящих от Восточно-Тихоокеанского поднятия: система кайнозойских магнитных аномалий, разлом Чинук, некоторые более мелкие разломные зоны. Можно предполагать поэтому связь разлома с границей областей разного строения и возраста и его достаточно древнее заложение. Фиксация современной сейсмичности [Bergman, Solomon, 1980] указывает на сохраняющуюся активность Императорского разлома. Огромная протяженность и многочисленность разломов на севере Тихого океана свидетельствуют о значительной хрупкости вещества в верхней части океанической коры.

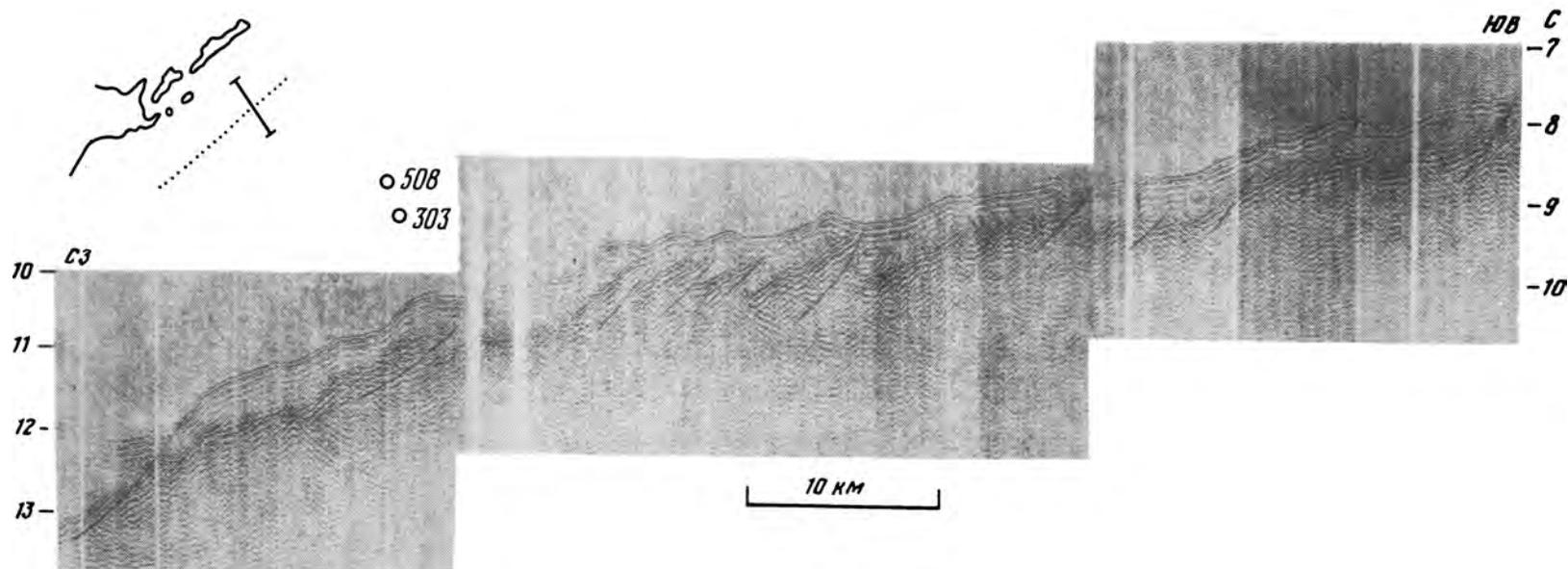


Рис. 9. Временной разрез МОВ ОГТ через краевую часть вала Зенкевича и борт Курило-Камчатского желоба [Бондаренко и др., 1977]

Краевые валы в Тихом океане протягиваются вдоль зоны глубоководных желобов, образуя как бы слегка приподнятые и деформированные края абиссальных плит. К настоящему времени по валам Зенкевича, Японскому и Бонинскому получен ряд данных, которые взаимно дополняют друг друга и в комплексе характеризуют этот тип структур. Вал Зенкевича (или Хоккайдо) по своим особенностям может быть выбран за тектонотип. На всем протяжении вал сопутствует Курило-Камчатскому желобу [Удинцев, 1972; Васильев и др., 1979; Mammelickx, 1978; и др.]. Его размеры по изобате 5,5 км 1500×300 км; простираение в целом северо-восточное. В рельефе наиболее отчетливо выражен средний отрезок вала с глубинами менее 5 км. Расположение вала Зенкевича по краю литосферной плиты определило его асимметрию, с более крутым (1—2°) северо-западным бортом, обращенным к желобу, и очень пологим юго-восточным бортом, сливающимся с участками абиссального дна океана. Пологий рельеф краевого вала осложнен отдельными вулканическими горами и холмами. Особенно выделяется своими размерами группа подводных гор у юго-западной оконечности вала. Все они поднимаются над поверхностью дна на 3,1—3,3 км, подобно подводным горам на абиссальной плите.

И в рельефе, и в структуре геофизических полей вал Зенкевича тесно связан с абиссальной плитой. В пределы южной половины вала и на склон желоба прослеживаются полосовые магнитные аномалии, относящиеся к Японской системе и идентифицированные от M10 до M1 и CL, что соответствует неокомскому возрасту II слоя (см. рис. 3). Зона спокойного магнитного поля в северной части вала может отвечать апт-альбскому возрасту пород II слоя. Аномалии располагаются под небольшим углом к общему простираению структур и исчезают с приближением к оси желоба. Весьма существенным представляется выяснение соотношений между полосовыми океаническими аномалиями и Восточно-Курильской аномалией, характеризующей структуры континентальной окраины [Кочергин, 1975; Меланхолина, 1978]. Значения теплового потока на валу Зенкевича 58 ± 9 мВт/м² — немного больше, чем в смежной части абиссальной плиты. В гравитационном поле в редукции в свободном воздухе краевые валы получают наиболее четкое выражение [Watts et al., 1976; Gravity..., 1975—1978]. Переход от абиссальной плиты к структуре вала Зенкевича отмечается сменой отрицательных значений поля на положительные. Зона относительного гравитационного максимума (+25 мГал и больше, иногда до +50 — +60 мГал) прослеживается непрерывно вдоль осевой части вала, в удалении около 140 км от оси глубоководного желоба. Асимметричное строение аномальной зоны отвечает поперечной асимметрии вала Зенкевича. На границе с желобом слаболожительные аномалии сменяются интенсивными отрицательными аномалиями, достигающими -200 мГал внутри желоба. Для объяснения такой картины гравитационного поля предложена модель горизонтального сжатия коры и образования флексуры по краю литосферной плиты, вдоль границы с желобом [Watts et al., 1976].

Предполагаемое сжатие на краевом валу подтверждается анализом профилей МОВ ОГТ, отработанных на траверзе о. Итуруп (рис. 9) [Бондаренко и др., 1978; Строение..., 1981]. Здесь на океаническом склоне желоба и в прилежащей части вала видна серия нарушений в осадках и породах коры с наклоном плоскостей сместителей в сторону желоба. Общее сокращение площади глубинных слоев, иногда их сдвигание в разрезе показывают, что нарушения имеют характер надвигов. Часть нарушений достаточно молоды и выражены в деформациях рельефа дна. Внутренняя структура коры на профилях МОВ ОГТ оказывается весьма сложной.

Данные глубинного сейсмического зондирования дают поперечные пересечения вала Зенкевича (профили 1-О, 6-О, 4-О, 9-О, 7-О и 24 [Строение..., 1964; Зверев, Капустян, 1980]) (см. рис. 2). Они показывают вариации мощности коры от 5—6 до 10—12 км. Большой частью кора несколько утолщена по сравнению с центральными частями абиссальной плиты. Скорости на границе М преимущественно высокие — 8,7—8,9 км/с, иногда и больше. Основную часть разреза коры слагает III слой со скоростями продольных волн 6,4—6,6 км/с. Мощность II слоя, вероятно, не превышает 1 км. Поверхность акустического фундамента, видная на профилях МОВ ОГТ, соответствует кровле III слоя, как это было установлено на продольном профиле в пределах вала [Строение..., 1981].

При непрерывном сейсмическом профилировании осадки I слоя прослеживаются без каких-либо изменений с абиссальной плиты на вал Зенкевича и далее на склон глубоководного желоба [Initial..., 1975, vol. 32; Зверев, 1977]. Акустические свойства осадков во всех этих структурах одинаковы, но резко отличны от свойств на приостровном склоне желоба. В пределах вала Зенкевича происходит, по-видимому, только некоторое возрастание мощности I слоя — до 350—500 м [Васильев и др., 1979]. Единственная скважина на валу Зенкевича прошла всего лишь около 70 м диатомово-глинистых осадков плейстоцена, сходных с известными в абиссальных разрезах (скв. 193) [Initial..., 1973, vol. 19].

Породы II слоя обнажаются на ряде подводных холмов [Васильев и др., 1977; Красный и др., 1981; Неверов и др., 1981]. Однако коренные породы встречаются в драгах совместно с экзотическими; отнесение тех или иных пород к комплексу коренных остается проблематичным. Галька и валуны сходных пород встречены и в плейстоценовых осадках скв. 193 на валу Зенкевича, и на побережье о. Шикотан, и на Императорских горах в пределах ареала ледового разноса. Современная граница ледового разноса проходит у южной оконечности вала Зенкевича [Conolly, Ewing, 1970]; в плейстоцене, в момент максимального оледенения, она располагалась значительно южнее. При постоянстве течения и источников сноса принесенный экзотический материал может создавать впечатление естественных ассоциаций пород, что вызывает большие трудности при интерпретации. Вместе с тем большой интерес представляют породы, драгированные с подводной горы Сысоева (Эримо), находящейся на дне современного желоба [Аоки, Цучи, 1984; и др.]. Коренные породы представлены, по-видимому, щелочными базальтами и трахитами; породы имеют абсолютный возраст 80 млн лет и сочетаются с рифовыми известняками сеноман-сенонского возраста [Kitano, 1970; Tsuchi, Kuroda, 1973]. И сами пористые базальты, и фауна в известняках свидетельствуют об их мелководном образовании, что помогает установить последующее погружение горы Сысоева более чем на 3,5 км. Тропический облик позднемиоценовой фауны, отличной от японской, позволяет предполагать тектоническое сближение океанических структур с окраиной континента в районе Японии.

Японский вал по своим особенностям сходен с валом Зенкевича. Существенный интерес представляет характеристика его осадочного слоя, полученная по профилям МОВ и скв. 436 на севере структуры [Initial..., 1980, vol. 56, 57] (см. рис. 5). Скважина не дошла до подошвы осадков; их нижняя пачка (около 200 м) относится, по-видимому, в основном к нижнему мелу. Выше были пробурены сеноманские или альбские пелагические глины и кремнистые породы, сходные с известными на абиссальной плите (мощностью 20 м), и далее пелагические глины предположительно эоцен-нижнемиоценового возраста (около 18 м). Вышележащая толща сложена гемипелагическими диатомовыми глинами с радиоляриями и остатками диатомей от среднемиоценовых до четвертичных общей мощностью 360 м. Отмечено наличие

вулканогенного пеплового материала в составе осадков и в отдельных прослоях, особенно характерное для плиоцена. Детальное биостратиграфическое расчленение позднекайнозойских осадков позволило проследить последовательное возрастание скорости седиментации — вплоть до 60 м/млн лет для плейстоценового времени (см. рис. 6). Для позднего плейстоцена весьма значительной оказывается роль материала ледового разноса.

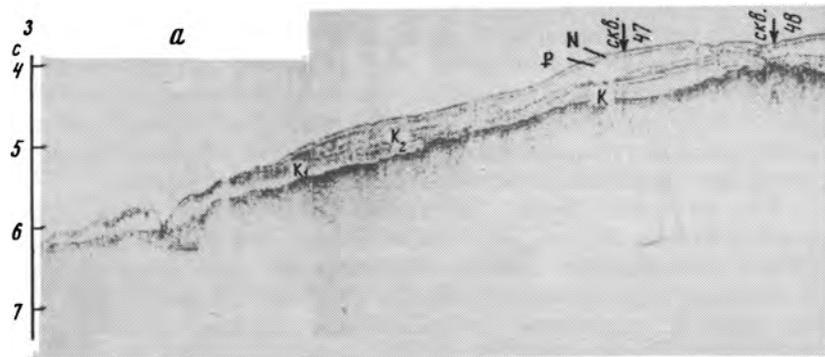
Бонинский вал образует продолжение Японского вала после разрыва в районе Боссо. Здесь существенное дополнение к материалам по краевым валам представляют данные сейсмических исследований, проведенных по субширотному профилю в районе 35° с.ш. [Houtz et al., 1980] (см. рис. 2). Материалы, полученные по радиобуям, хорошо коррелируются с результатами многоканального сейсмопрофилирования МОВ. Они показывают утолщение коры при переходе от абиссальной плиты к валу, равное 3—5 км. Общая мощность коры краевого вала около 9—11 км. В подошве ее фиксируется существование высокоскоростного горизонта ($v_p = 7,2—7,5$ км/с), а на границе М — повышение скоростей до 8,2—8,3 км/с. Серия нарушений в коре, видимых на профилях МОВ, напоминает срывы и надвиги на борту вала Зенкевича.

Приведенный обзор данных показывает сходство в строении краевых океанических валов на северо-западе Тихого океана. Во всех случаях в пределах вала обнаруживается продолжение абиссальных структур с характерными особенностями рельефа, геофизических полей, строения осадочного слоя. На валу Зенкевича, рассмотренном как тектонотип, структура края литосферной плиты получает наиболее четкое морфологическое выражение с характерной поперечной асимметрией. Относительный гравитационный максимум отвечает всем краевым валам, независимо от их выражения в рельефе. Его появление, несомненно, связано с особенностями земной коры и верхов мантии. Сейсмическими исследованиями методом преломленных волн в пределах валов устанавливается некоторое утолщение коры, которому сопутствует местами появление высокоскоростного горизонта в ее подошве, связанное, по-видимому, со сжатием и уплотнением в низах коры. На валу Зенкевича в ряде пересечений отмечались также повышенные скорости продольных волн на границе М. Таким образом, гравиметрические и сейсмические данные по краевым валам соответствуют представлению о некотором сжатии в коре и верхах мантии по краю литосферной плиты. На склоне глубоководных желобов предполагается общее погружение плиты под континентальную окраину с образованием флексуры [Watts et al., 1976]. На участке перегиба от структуры вала к желобу отмечаются нередко гипоцентры мелкофокусных землетрясений, связанных с современными растяжениями.

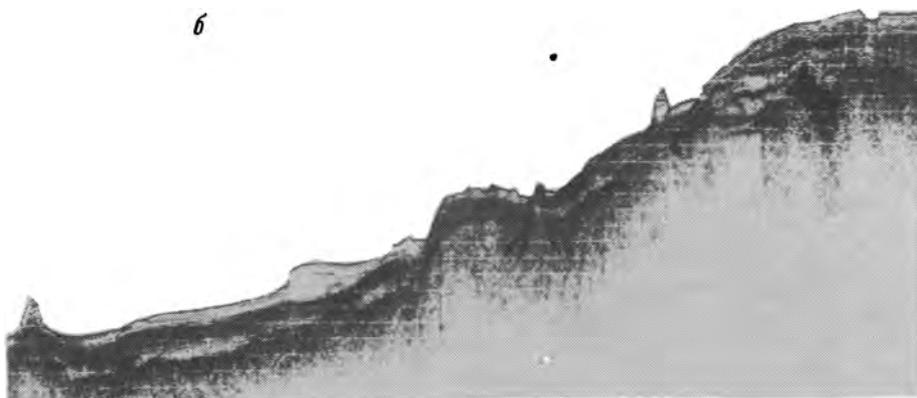
Резкому погружению океанических структур в зоне глубоководных желобов отвечает и опущенное положение подводных гор Сысоева (Эримо) и Дайити-Касима. При сравнении меловых фаунистических комплексов с этих гор с фауной прилежащих районов Японии намечается тектоническое сближение разных структурных зон в результате их горизонтальных перемещений. Этому соответствует и торцовое сочленение мезозойских магнитных аномалий со структурами Японской континентальной окраины. Накопление подобных фактов, подбор разного рода реперов для сравнения с реперами на континентальной окраине в дальнейшем позволят судить и о масштабах сближения структур.

ОКЕАНИЧЕСКИЕ ПОДНЯТИЯ

Абиссальные площади с их однородной и достаточно жесткой структурой, с маломощной земной корой служили как бы эталоном при выработке представлений о литосферных плитах. По сравнению с ними океанические поднятия представляют несомненно аномальные элементы. Среди них разли-



3Ю3



СС3

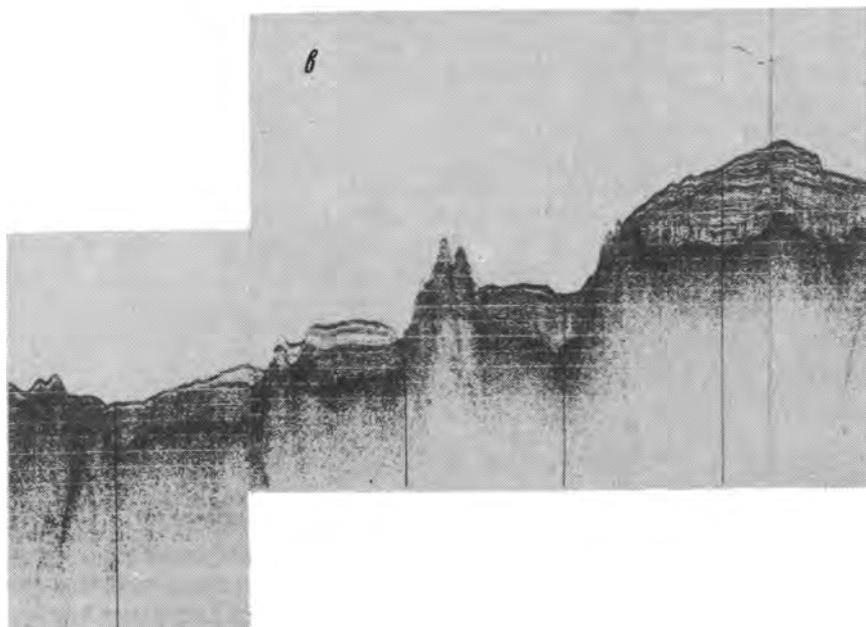
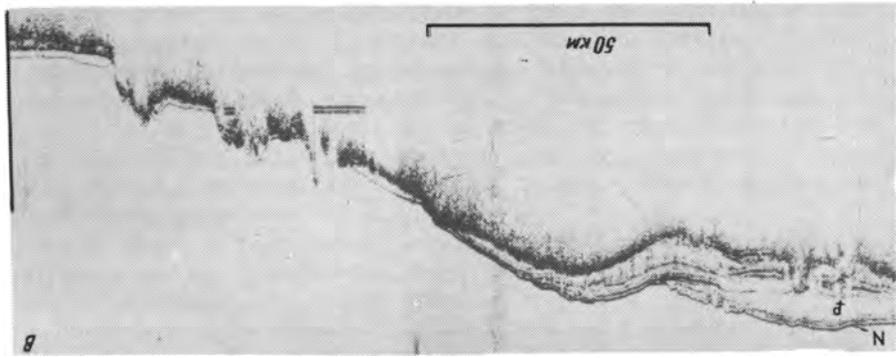
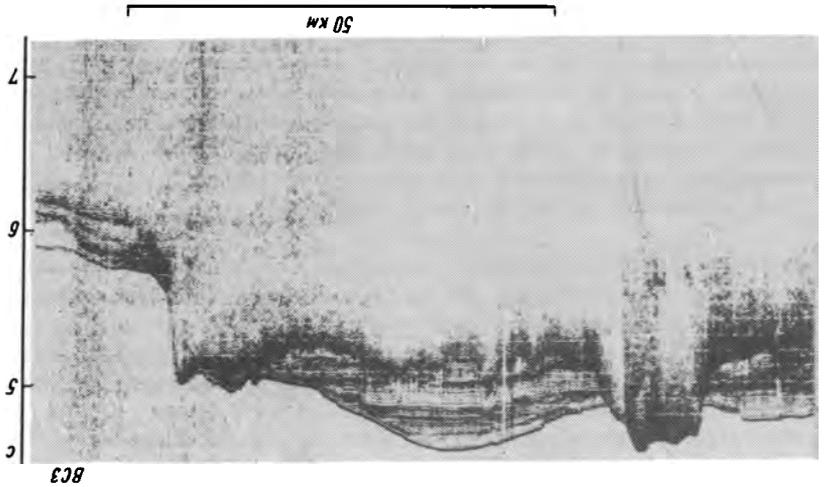
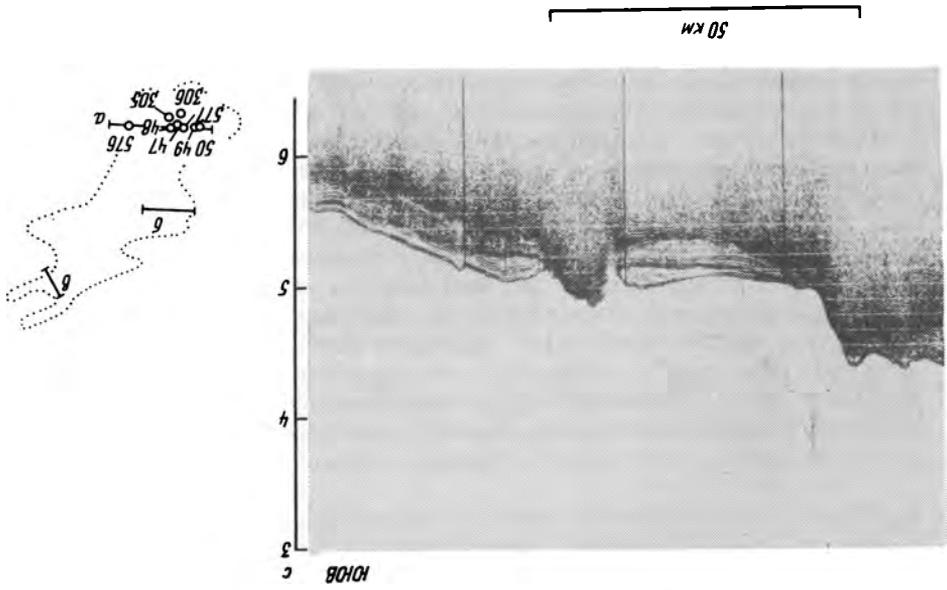


Рис. 10. Временные разрезы НСП через поднятие Шатского

а — через южный блок вдоль 32°с.ш. [Initial..., 1971, vol. 6]; *б* — через центральный и *в* — северный блоки [Строение..., 1984]



чаются древние поднятия, формировавшиеся одновременно с абиссальными плитами, и молодые вулканические зоны. Древние поднятия Шатского, Хесса и Обручева выделяются на абиссальном фоне по морфологическим характеристикам, особенностям седиментации, вещественному составу и строению коры, по ее повышенной мощности.

Тектонотипом древних океанических поднятий может служить поднятие Шатского в центральной части региона [Удинцев, 1972; Строение..., 1984; Chase et al., 1977; и др.]. По изобате 5 км поднятие оконтуривается как структура север-северо-восточного простирания с размерами 1200×300 км, ограниченная крупными разломами. Поперечными разломами поднятие разбито на три обособленных блока. Разломам повсеместно отвечают уступы в рельефе высотой более 1 км с выходами II слоя на поверхность дна, которые были опробованы драгированием в ограничениях центрального блока [Строение..., 1984]. У южного ограничения поднятия Шатского в основании разломного уступа обнаружена положительная магнитная аномалия интенсивностью около 500 нТ, у северо-западного ограничения — соизмеримая по величине отрицательная аномалия [Городницкий и др., 1980; Initial..., 1975, vol. 32]. В нижней части разломные уступы имеют крутизну до 20°, а вверх выполаживаются. Рельеф свода поднятия уплощенный, осложненный мелкими нарушениями, особенно частыми в северном блоке; глубины дна 3—4 км, а отдельные конусовидные вершины (возможно, вулканы) имеют отметки менее 2 км.

Специфика поднятия Шатского отчетливо проявляется в характере всех геофизических полей. В магнитном поле видно его расположение на стыке разнонаправленных систем полосовых аномалий. Самому поднятию соответствуют изометричные аномалии сравнительно небольшой амплитуды (до 200—300 нТ). В гравитационном поле поднятию Шатского отвечают слабоположительные и близкие к 0 аномалии в свободном воздухе и уменьшение аномалий Буге до +200 — +250 мГал [Строение..., 1984]. Повышению в рельефе дна на 1—2 км соответствует погружение поверхности М до глубины 22 км и более, т.е. увеличение мощности коры на 12—15 км по сравнению с соседними котловинами [Den et al., 1969]. Значения теплового потока близки к среднеокеаническим, а иногда и ниже, однако в зонах разломов получены повышенные значения.

Осадки I слоя охарактеризованы большим количеством профилей НСП и 7 скважинами глубоководного бурения, пройденными в южном блоке поднятия [Здоровенин и др., 1972; Крашенинников, 1978; Строение..., 1984; Ewing et al., 1966; Initial..., 1971, vol. 6; 1975, vol. 32; Initial..., 1982, leg. 86]. Повсеместно установлены значительная мощность осадочного разреза (до 1000 м и более) и его большая полнота, чем на абиссальных плитах. В результате возрастания мощности осадков и улучшения их стратификации наблюдается усложнение в акустическом разрезе I слоя по сравнению с абиссальными разрезами. При полигонных сейсмостратиграфических исследованиях в пределах южного блока были выделены четыре крупные сейсмоторлщи [Карп, Прокудин, 1985]. Сопоставление профилей НСП по трем блокам поднятия Шатского показывает близкое сходство как мощностей, так и характера строения осадочных толщ (рис. 10). На всех профилях видно их согласное залегание, иногда с выклиниванием отдельных пачек и сокращением мощности, особенно значительным в краевой части поднятия. Базальные слои местами выполняют грабенообразные ложбины в кровле акустического фундамента.

Осадочный разрез на поднятии Шатского включает слои от титонских или берриасовых до современных, сложенные карбонатными и кремнистыми образованиями, со сменой вниз по разрезу мягких нанно-илов мелом и затем

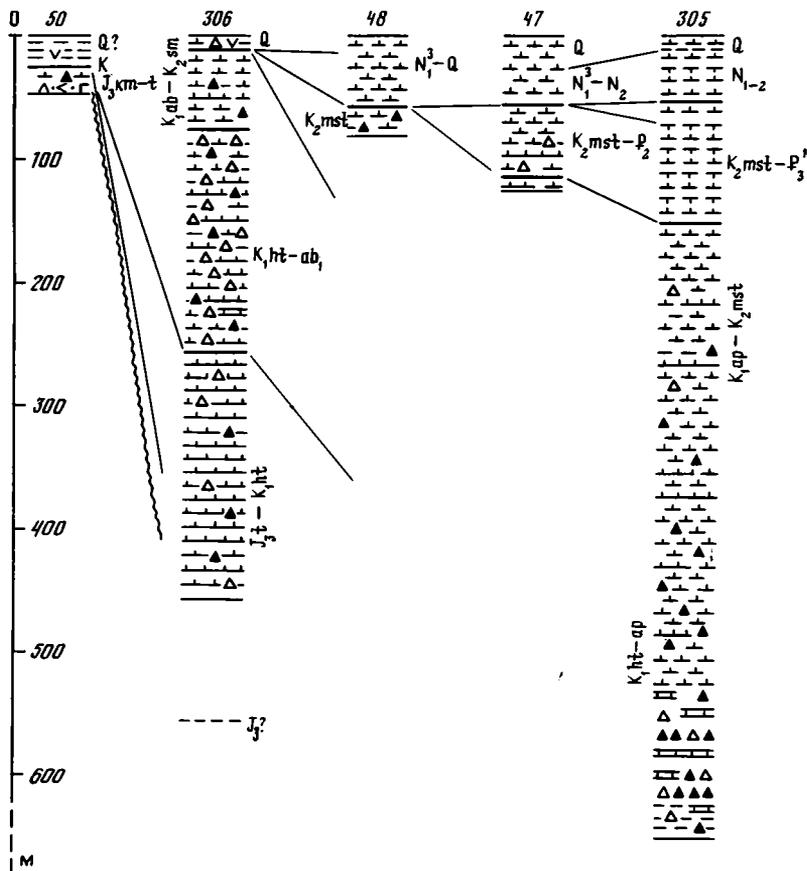


Рис. 11. Разрезы осадков 1 слоя поднятия Шатского по данным глубоководного бурения [Initial..., 1971, vol. 6; 1975, vol. 32]

Условные обозначения см. на рис. 5

пористыми известняками (рис. 11). Уплотнению осадков с глубиной отвечает постепенное увеличение сейсмических скоростей от 1,5—1,7 до 3,0—3,2 км/с. Присутствие кремней характерно почти исключительно для меловой части разреза. В позднекайнозойских илах встречается небольшая примесь терригенного материала и обломков пемзы. Мощность меловых отложений в скв. 305 более 500 м, кайнозойских — 130 м. В отличие от абиссальных плит на поднятии обнаружен непрерывный переход от осадков мела к палеогену. Правда, палеогену отвечает маломощный конденсированный разрез. Стратиграфический перерыв, определенный в скв. 305, соответствует интервалу от самых верхов олигоцена до низов миоцена. С удалением от скв. 305 величина регионального преднеогенового перерыва увеличивается, вплоть до выпадения в западных разрезах большей части меловых и третичных осадков. В скв. 306, 49 и 50 стратиграфический перерыв оказывается большим по объему, чем в смежных абиссальных участках. Этим изменениям в осадках соответствует выклинивание верхов сейсмотолщи Б, наблюдаемое на профилях НСП в краевой части поднятия и в некоторых секущих каньонах [Карп, Прокудин, 1985; Initial..., 1971, vol. 6]. Такое выклинивание, скорее всего, могло быть связано с размывающим действием течений, установившихся в палеогене.

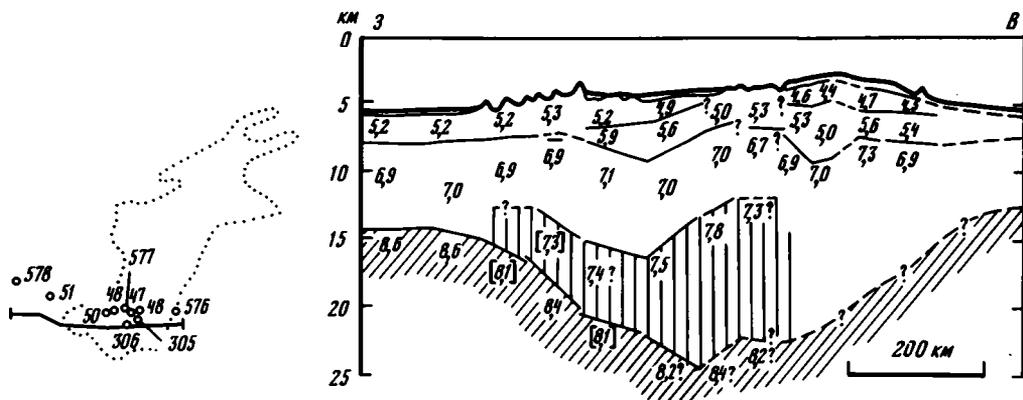


Рис. 12. Разрез земной коры в южном блоке поднятия Шатского по данным ГСЗ [Den et al., 1969]

Условные обозначения см. на рис. 2

Скорость седиментации на поднятии Шатского для готерив-сеноманского времени 7—14 м/млн лет, турон-маастрихтского и палеогенового — около 4, эоцен-олигоценного — 2—4, миоценового — 9 и плиоцен-четвертичного — около 8 м/млн лет (см. рис. 6). Предполагается зависимость скорости седиментации от биологической продуктивности океана, изменявшейся по мере смены палеоширот в мел-кайнозойское время [Initial..., 1975, vol. 32]. Планктонная микрофауна неогена характеризует условия умеренных широт. Более древние формы оказываются более тепловодными. Отложения верхов мела — низов палеогена содержат тропическую микрофауну.

Характер карбонатных биогенных осадков свидетельствует о седиментации выше уровня карбонатной компенсации, продолжавшейся на поднятии более 140 млн лет. Глубина дна в начале мелового времени определяется по бентосным фораминиферам в несколько сотен метров [Douglas, Moullade, 1972]. Некоторые альбские бентосные формы служат уже показателями глубин 1,8 км и более [Ewing et al., 1966]. Анализ литологических и микропалеонтологических данных (хотя и отрывочных) показывает более высокое (на 1—1,5 км) батиметрическое положение поднятия Шатского по сравнению с абиссальными плитами уже с начала мелового времени. Этому соответствуют и данные о значительной мелководности базальтовых излияний.

В нижней осадочной толще поднятия (верхняя юра?—неоком; сейсмотолща Г) на профилях НСП наблюдаются формы облекания и заполнения с выравниванием тектонического и вулканического рельефа. Постепенное выклинивание осадков и облекание уступов фундамента в краевой части поднятия, данные о палеоглубинах раннемелового времени показывают, что образование поднятия Шатского и его ограничений определилось уже до начала осадконакопления. Значительная полнота разреза осадочного комплекса и его неоднородность позволяют наметить моменты наиболее активных дислокаций, происходивших во второй половине палеогена, в середине мела (апт—альб?), возможно, и в неокоме.

Породы II слоя на поднятии Шатского были получены при бурении лишь из скв. 50 в виде нескольких мелких обломков [Initial..., 1971, vol. 6]. При драгировании в различных частях поднятия из верхних горизонтов II слоя были подняты пиллоу-лавы базальтов и их гиалокластиты [Строение..., 1984; Masuda, Nagasawa, 1975; Preliminary..., 1981]. Присутствуют породы и толеитового, и щелочно-базальтового состава. Их возраст в южных районах определен по перекрывающим осадкам как титон-валанжинский. Сложная внутренняя

структура II и III слоев на поднятии Шатского выявлена при сейсмопрофилеировании МОВ ОГТ [Коган, 1981]. При глубинном сейсмическом зондировании в пределах южного и центрального блоков было установлено быстрое возрастание мощности и сейсмических скоростей в коре при переходе от абиссальной плиты к структуре поднятия [Непрочнов и др., 1984; Строение..., 1984; Den et al., 1969] (рис. 12). Увеличение мощности II слоя до 5—6 км сопровождается его расслаиванием на два горизонта со скоростями продольных волн в среднем 4,7 и 5,5 км/с. III слой ($v_p = 7,0$ км/с) утолщается до 6—7 км. Основную роль в возрастании мощности коры, в образовании глубокого "корня гор" играет появление в разрезе высокоскоростного горизонта ($v_p = 7,3—7,8$ км/с) мощностью до 10 км и более. Поперечное сечение южного блока поднятия слегка асимметрично — наиболее глубокая часть "корня" и наибольшее погружение подошвы III слоя смещены к западу. В смежной части абиссальной плиты фиксируются большая мощность коры, чем к востоку от поднятия, и повышение до 8,6 км/с скоростей на границе М, вызванные, возможно, сжатием и дислокациями в коре и верхах мантии на стыке с поднятием Шатского.

На поднятии Хесса крупные структурные формы сходны с известными на поднятии Шатского; ограничения в ряде мест выражены в виде уступов, отвечающих разломам, свод также широкий и уплощенный [Строение..., 1984; Nemoto, Kroenke, 1981]. Однако поверхность здесь значительно сильнее расчленена, а мощность осадков более изменчива, чем на поднятии Шатского. Южная граница поднятия Хесса определяется расположением разлома Мендосино и оперяющих его мелких разломов, которым отвечают крутые уступы в рельефе, с выходами на поверхность дна пород II слоя, со значительной положительной магнитной аномалией (около 500 нТ) в основании уступа.

Осадки I слоя на поднятии охарактеризованы рядом сейсмических профилей и четырьмя скважинами, пробуренными в центральной, южной и северной частях структуры [Initial..., 1975, vol. 32; 1981, vol. 62; Kroenke, Nemoto, 1982; Shipley et al., 1983; Vallier et al., 1983]. Мощность осадков в скважинах и на профилях НСП от 300 до 500 м, в отдельных грабенообразных структурах выделяются осадочные толщи значительно большей мощности. Осадочный разрез включает образования от альбских до современных. В южных районах (скв. 465, 466) базальные горизонты относятся к самым верхам альба, а в северных (скв. 464) — к нижнему альбу [Initial..., 1981, vol. 62]. При этом подошва осадков залегает в северной скважине гипсометрически ниже, чем в южной. Возможно, что раннеальбская седиментация на севере была приурочена к понижению рельефа и проходила синхронно с вулканическими излияниями, продолжавшимися южнее. Весь разрез, как и на поднятии Шатского, образован биогенными карбонатными и кремнистыми осадками с присутствием планктонной и бентосной микрофауны. Отложения от альба до низов сеномана в скв. 465 на юге содержат очень мелководную бентосную микрофауну, остатки моллюсков, рыб и наземных растений, а в базальных слоях — обилие сапропелевого органического вещества. О крайне малых глубинах дна свидетельствует и характер предшествовавших лавовых излияний, с образованием высокопористых пиллоулав. Одновозрастные отложения скв. 464 на севере охарактеризованы достаточно мелководными бентосными фораминиферами. Все осадки верхней части разреза — от турона (?) до кайнозоя — имеют здесь пелагический характер, обычный для абиссальных плит, и крайне сокращенный разрез. На профилях НСП строение осадочного слоя аналогично изученному на смежных абиссальных участках [Строение..., 1984]. Найденные в осадках редкие остатки карбонатной микрофауны сильно корродированы, бентосные фораминиферы — мелководные [Тимофеев, Копорулин, 1983].

Таким образом, на северном погружении поднятия седиментация проходила ниже уровня карбонатной компенсации, со значительными перерывами и размывами. Основная часть поднятия Хесса служила областью биогенного карбоната накопления, возвышаясь над окружающими площадями. Скорость седиментации в позднемеловое время по скв. 310 около 10 м/млн лет — сходно с поднятием Шатского [Initial..., 1975, vol. 32]. В южных районах для палеогена — около 2—4 м/млн лет. Для неоген-четвертичного времени скорости седиментации по скв. 310 оцениваются около 6 м/млн лет, по другим скважинам — больше (см. рис. 6). В целом разрез I слоя на поднятии Хесса более полный и мощный, чем на абиссальных плитах. Однако во всех скважинах обнаруживаются значительные стратиграфические перерывы и, видимо, размыв (см. рис. 5). Анализ буровых и сейсмических данных позволяет связывать размывы в ряде районов поднятия с действием палеотечений [Kroenke, Nemoto, 1982]. Перерывы в осадочном разрезе неодновременны на разных участках поднятия. Только преднеогеновый перерыв проявлен повсеместно и отвечает важному этапу в развитии как поднятий Шатского и Хесса, так и абиссальных плит.

Породы II слоя на поднятии Хесса, судя по перекрывающим осадкам, относятся по возрасту к середине мела. На основе палеомагнитных измерений предполагается их формирование в низких широтах к северу или югу от экватора, для альб-сеноманских осадков — несколько севернее экватора [Initial..., 1981, vol. 62]. Вещественный состав II слоя изучен по материалам бурения и драгирования. Как и на поднятии Шатского, обнаружены породы толеитовой и щелочно-базальтовой серий, разобщенные в своем распространении. Толеитовые базальты в северной скв. 464, перекрытые нижеальбскими осадками, могут быть более древними. Щелочные породы на юге, перекрытые осадками верхнего альба, по-видимому, принадлежат более высокой и молодой части II слоя.

Мощный разрез верхней части II слоя (2 км), изученный нами на юге поднятия Хесса, может быть использован как опорный для океанических поднятий (рис. 13) (см. главу вторую). Сейсмические работы методами ГСЗ и МОВ ОГТ, проведенные на поднятии Хесса, показали расслоенность II слоя на два горизонта (сходно с поднятием Шатского), а также неоднородность внутренней структуры этих горизонтов [Непсрочнов и др., 1984; Коган и др., 1982; Wipreman, 1975]. Мощности II и III слоев в сейсмическом разрезе поднятия значительно увеличиваются по сравнению с разрезами абиссальных плит. Можно предполагать также присутствие в низах разреза коры высокоскоростного горизонта. Общая мощность коры в южной части поднятия Хесса не менее 18 км. Как и на поднятии Шатского, здесь фиксируется мощный "корень гор"; наиболее подвижными при образовании этого корня оказались, по-видимому, породы самых нижних частей коры.

Геолого-геофизические особенности поднятия Обручева сопоставимы с известными для поднятий Шатского и Хесса [Строение..., 1984]. Осадки I слоя в северо-западной части поднятия Обручева достигают мощности 2 км и утоняются по направлению к центральной части [Удинцев и др., 1984; Строение..., 1984; Scholl et al., 1977]. Выделенные осадочные горизонты могут быть сопоставлены с разрезом скв. 192 на подводной горе Мейдзи [Initial..., 1973, vol. 19] (см. рис. 5). Возрастной объем I слоя определен здесь от маастрихта до голоцена. Формирование II слоя относится, по-видимому, к самому началу маастрихтского времени. Базальтовые пиллоу-лавы, пройденные скважиной, представляют собой продукты мелководно-морских излияний. Нижняя осадочная толща включает слои маастрихта и эоцена—олигоцена (?), представленные наннофоссиловым мелом с карбонатно-глинистыми прослоями;

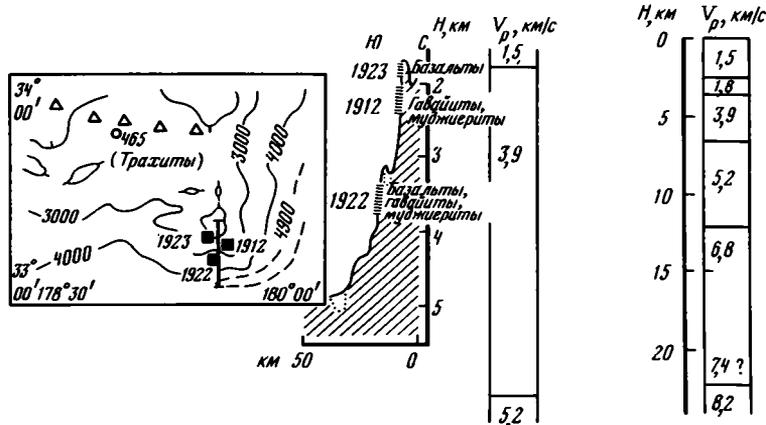


Рис. 13. Геолого-геофизические характеристики опорного корового разреза на юге поднятия Хесса (с использованием батиметрических и сейсмических данных А.В. Живаго, Ю.П. Непрочнова, Л.Р. Мерклина [Строение..., 1984])

Условные обозначения см. на рис. 7

ее мощность на горе Мейдзи составляет около 130 м и увеличивается к северо-востоку примерно вдвое. Накопление толщи происходило выше уровня карбонатной компенсации, в маастрихтское время, по-видимому, на мелководье, со скоростью не более 12—15 м/млн лет. По характеру планктонных микроорганизмов установлено изменение климатических условий от субтропических в маастрихтское и раннеэоценовое время до умеренно холодных в конце зоцена. Отложения от миоценовых до голоценовых представлены глинами и илами с обилием остатков диатомовых мощностью от 912 м на горе Мейдзи до 1800 м у Камчатского пролива. Прекращение карбонатакопления в неогеновое время могло быть связано отчасти с холодноводными условиями, отчасти — с подавленностью карбонатакопления терригенной седиментацией. Комплексы фораминифер неогена (кроме, возможно, нижнеплиоценовых) характеризуют, скорее всего, осадконакопление в бореальной области. Смена климатических обстановок могла быть вызвана как изменением палеошироты поднятия Обручева, так и климатическими флюктуациями кайнозойского времени. Для выбора однозначного объяснения такой смены необходима геологическая корреляция со смежными участками океана и континентальной окраины.

Изучение верхнекайнозойских глинистых осадков скв. 192 показало их преимущественно терригенный состав и аномально высокую скорость накопления — более 30 м/млн лет. На основе анализа мощности и минерального состава осадков поступление огромного количества тонкого терригенного материала и гальки ледового разноса в район поднятия Обручева предполагается из Корякско-Камчатской области через новообразованную зону Камчатского пролива. Длительное поступление терригенного и вулканического пеплового материала позволяет считать, что район горы Мейдзи в миоцене не мог находиться далее чем в 500—600 км от источника сноса в районе Камчатки [Scholl et al., 1977]. Такое заключение значительно ограничивает возможности построений тектоники плит в северо-западной части Тихого океана.

Подводная гора Мейдзи в северной части поднятия Обручева рассматривалась предположительно как вулканическая, относящаяся к Императорской зоне [Initial..., 1973, vol. 19]. Повторное изучение образцов измененных базальтов из скв. 192, прослеживание осадочных горизонтов по новым профилям НСП позволяют считать гору Мейдзи естественной частью поднятия Обру-

чева. Толейтовые базальты из скважины являются единственными образцами, достоверно принадлежащими II слою поднятия. Драгированный Б.И. Васильевым [1982] пестрый комплекс пород, включающий гранитоиды и кристаллические сланцы, представляется экзотическим, тем более что образцы напоминают породы известных комплексов Камчатки.

Сравнение геолого-геофизических данных показывает однотипность структур поднятий Шатского, Хесса и Обручева, а также Магелланова поднятия в центральной части океана. Кроме того, к этой группе структур могут принадлежать и крупные платообразные поднятия, образующие цоколь вулканических зон Мид-Пацифик и Гавайской. По морфологическим особенностям эти поднятия напоминают поднятие Шатского. В составе драгированных образцов к югу и к северу от Гавайев отмечены базальтоиды мелового возраста [Clague, Dalrymple, 1975]. Мощность коры в пределах поднятия к югу от островов Оаху и Гавайи достигает 15—20 км [Furumoto et al., 1973]. Такому увеличению коровых мощностей по сравнению с абиссальной плитой соответствуют и пониженные значения аномалий Буге, сравнимые с известными на поднятии Шатского [Гравиметрическая..., 1977].

Для всех рассмотренных поднятий несомненна близость по размеру и ряду морфологических признаков. Характерны разломные ограничения поднятий, где обнаруживаются выходы базальтов II слоя, близко к поверхности располагаются тела магнитоактивных пород. При переходе к абиссальным плитам фиксируются значительные градиенты силы тяжести. Осадки I слоя на всех поднятиях сходны по составу и мощностям, накопление их шло в достаточно стабильных условиях. Заложение структуры поднятий предшествовало осадконакоплению. Излияния базальтов, отвечающих верхам II слоя, накопление базальных горизонтов осадков происходили на мелководье, уже в пределах образовавшихся поднятий. Комплексы пород II слоя идентичны на поднятиях Шатского и Хесса; эволюция магматизма шла, по-видимому, от толейтового в начале развития до дифференцированного щелочного в конце (см. ниже). Сопоставимыми оказываются не только особенности пород II слоя поднятий, но и данные о его расслоенности.

Глубинное сейсмическое зондирование на поднятиях показало увеличение мощности коры до 18—20 км и более, происходящее за счет утолщения всех слоев и появления в низах мощного высокоскоростного слоя [$v_p=7,3-7,8$ км/с]. На юге поднятия Шатского установлено погружение "корня гор" на 10 км по сравнению с абиссальными плитами. Такое распределение глубинных масс отчетливо выражено и в характере гравитационных аномалий.

По особенностям поверхностного и глубинного строения океанические поднятия отличаются от известных структур океана. Это отличие приводило даже к выводам о континентальной природе поднятия Шатского, о его бывшей принадлежности материке Пацифика, разрушенному при образовании крупных раздвигов [Красный, 1974; Nur, Ben Avraham, 1979]. Однако результаты работ ГСЗ и драгирования характеризуют земную кору поднятий как типично океаническую. Ее отличие от коры континентальной (или субконтинентальной) можно видеть при сравнении полученных скоростных разрезов с разрезами типичных останцов континентальной коры, например поднятия Ямато в Японском море.

Океанический характер поднятий Шатского и Хесса сейчас признается большинством исследователей. Вместе с тем поднятия резко выделяются на фоне абиссальных плит, что приводит к необходимости объяснения их особого места в структуре океана и специфических условий формирования. Так, предполагается образование поднятий в участках, пограничных между литосферными плитами и отвечающих точкам тройного сочленения в мезозойской спрединговой системе [Larson, Chase, 1972; и др.]. Эта идея удовлетворительно объясня-

ет геометрическую картину расположения мезозойских магнитных аномалий на северо-западе Тихого океана и потому принимается многими исследователями. Однако вопрос о геологической природе поднятий до сих пор остается дискуссионным. Т. Хилде с соавторами [Hilde et al., 1976] предположили существенную роль сжатия и конвергенции плит в образовании поднятия Шатского 142—116 млн лет назад с поддвиганием плиты Фаралон под Тихоокеанскую плиту. Подобные условия допускались и для образования поднятия Хесса 116—95 млн лет назад. З. Бен-Аврахам с соавторами [Современные..., 1984] рассматривают ряд океанических плато Тихого океана как комплексы офиолитовых аллохтонов — "террейнов", подобные наземным офиолитовым комплексам тихоокеанского обрамления.

Принадлежность поднятий Шатского и Хесса к участкам тройного сочленения в спрединговой системе (частично исчезнувшей в результате субдукции) представляется возможной. Вместе с тем существенные факты противоречат образованию поднятий в процессе растяжения и спрединга. Это прежде всего повышенная мощность коры на поднятиях, не характерная для зон растяжения, скоростная структура коры, а также длительная магматическая активность. Как установлено при детальных работах на суше, раздувы мощности коровых пород и рост глубокого "корня" связаны повсеместно с зонами сжатия и скучивания литосферного материала [Тектоническая..., 1980; и др.]. Именно такой механизм можно предполагать для образования рассматриваемых поднятий в океанической коре.

Имеющиеся данные ГСЗ дают достаточно обобщенную картину с усреднением неоднородностей в строении коры. Интерпретация профилей МОВ ОГТ пока не может быть однозначной. Нам представляется, что установленные Л.И. Коганом многочисленные дискретные отражающие границы внутри II и III слоев в сочетании с частым проявлением дифракций могут отвечать наличию субгоризонтальных тектонических срывов и многократному повторению литопластин в разрезе коры на поднятиях. Образование высокоскоростного горизонта в подошве коры может быть связано со смешиванием в разрезе тектонических пластин, сложенных коровым и мантийным материалом. Этот материал, по-видимому, оказывается наиболее подвижным и тектонизированным, так что он формирует мощный горизонт, образующий основную часть "корня". Анализ скоростных характеристик различных пород при давлениях 2—6 кбар, отвечающих глубинам залегания высокоскоростного слоя, показывает, что скорости 7,3—7,8 км/с имеют лишь оливиновые габбро, основные гранулиты, эпидотовые амфиболиты и серпентинизированные перидотиты [Carlson et al., 1980]. Предположение о тектоническом совмещении литопластин различного состава расширяет возможный набор пород, отвечающих высокоскоростному горизонту.

Признаки внутренних деформаций, скучивания материала и повышения мощности коры на поднятиях свидетельствуют об их определенной общности с зонами краевых валов. Большая интенсивность скучивания на поднятиях определила появление здесь значительных тектонических неоднородностей, последующее длительное развитие эффузивного и интрузивного магматизма. Предполагаемому скучиванию и тектоническому совмещению различных участков океанической плиты могут отвечать и торцовые соотношения мезозойских магнитных аномалий в районе поднятия Шатского, наличие южнее магнитного изгиба. Зоне концентрации напряжений соответствуют изометричные магнитные аномалии, изученные на самом поднятии. Подобное вторичное совмещение магнитных аномалий можно предполагать, по-видимому, также и у поднятий Обручева и Магелланова.

Проявления наложенного внутриплитного магматизма весьма характерны для западных районов Тихого океана. Они связаны как с отдельными подводными горами, так и с крупными вулканическими зонами: нелинейными — такими, как Мид-Пацифик, и линейными — Императорской, Гавайской, Лайн и др. Гавайско-Императорская вулканическая цепь может рассматриваться как тектонотип таких структур. Здесь были детально изучены образования океанической щелочно-базальтовой серии и подстилающие толенты, получен ценнейший комплекс мантийных ксенолитов, разрабатывались представления о "горячих точках" Земли.

Императорская вулканическая зона протягивается субмеридионально на 3000 км при ширине около 150 км [Удинцев, 1972; Chase et al., 1977; Initial..., 1980, vol. 55; Smooth, 1982]. На юге, в районе подводных гор Милуоки, цепь вулканов резко меняет простирание на восток-юго-восточное, образуя Гавайскую вулканическую зону. Северная оконечность Императорской зоны наложена на структуру поднятия Обручева. Южнее наблюдается наложение зоны на образования абиссальной плиты дискордантно по отношению к системе мезозойских магнитных аномалий, к подходящим близко элементам поднятия Хесса. Далее к юго-востоку, в основной части Гавайской зоны, вулканические постройки располагаются на мощном цоколе древнего океанического поднятия (см. выше). В рельефе океанического дна Императорская зона выражена в виде хребта, возвышающегося над абиссальными плитами на 3 км и больше. Отдельные подводные горы представляют собой крупные вулканические сооружения, обычно превращенные в гайоты и местами нарушенные разломами (рис. 14). С востока и запада вулканический хребет обрамлен глубокими (более 6 км) котловинами.

Особенности геофизических полей отличают Императорскую зону как от прилегающих абиссальных структур, так и от древних поднятий. Вулканическим постройкам Императорских гор в магнитном поле отвечают четкие пики, связанные с распространением пород или с прямой или чаще с обратной намагниченностью; интенсивность аномалий нередко превышает 1000 нТ [Fujimoto, 1976; Initial..., 1980, vol. 55]. В гравитационном поле в редукции Буге Императорской зоне отвечают относительно пониженные аномалии — около +150—+200 мГал, аномалии в свободном воздухе значительно повышены — до +120 мГал и более [Строение..., 1984; Watts, 1978; Gravity..., 1975—1978]. Погруженным участкам дна, обрамляющим вулканическую зону, отвечают минимумы аномалий в свободном воздухе. Расчет моделей, проведенный для горы Суйко, позволяет объяснить значение аномалий или утонением литосферы на величину порядка 20 км, или существованием широкого "корня гор", погруженного на 3 км [Fujimoto, 1976]. Имеющиеся данные ГСЗ показывают весьма слабое возрастание мощности коры Императорской зоны по сравнению с абиссальными плитами [Den et al., 1969; Houtz, 1976].

Осадки I слоя на Императорских горах изучены с достаточной детальностью по данным сейсмопрофилирования и пяти скважин глубоководного бурения (см. рис. 5; рис. 15) [Greene et al., 1978; Initial..., 1975, vol. 32; 1980, vol. 55]. Весь осадочный разрез относится к кайнозою. С севера на юг, вдоль простирания Императорской зоны, выявлено некоторое омоложение как вулканических образований II слоя, так и перекрывающих осадков. На горе Суйко (скв. 433) возраст базального осадочного горизонта определен по микропалеонтологическим данным как среднепалеоценовый, на горе Нинтоку (скв. 432) — как средне- или верхнепалеоценовый, на горе Оджин (скв. 430) — тоже верхнепалеоценовый, а на горе Коко (скв. 308) — нижнеэоценовый. Судя по радиологическим датировкам базальтов и редким микрофаунистическим определениям, на подводных горах Милуоки осадочный разрез начинается, вероятно, с олигоцена, в пределах Гавайской зоны происходит его дальнейшее омоложение [Jackson, 1976; Dalrymple et

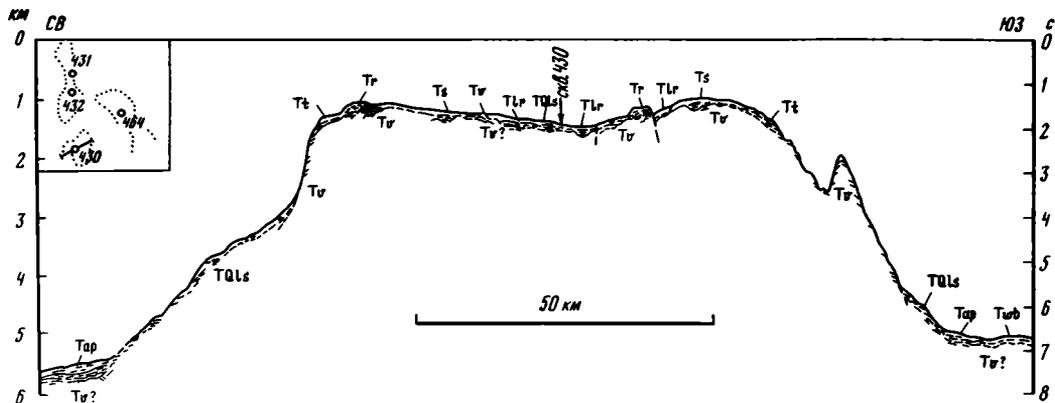


Рис. 14. Разрез НСП через подводную гору Оджин в Императорской вулканической зоне [Initial..., 1980, vol. 55]

Tv — вулканические породы (акустический фундамент); Ts — мелководные осадки рифовой лагуны; Tr — забанковые или лагунные осадки; Tr — рифовые известняки; Tr — террасовые отложения; TQLs — оползневые образования; Tap — пелагические осадки; Twb — слоистые осадки

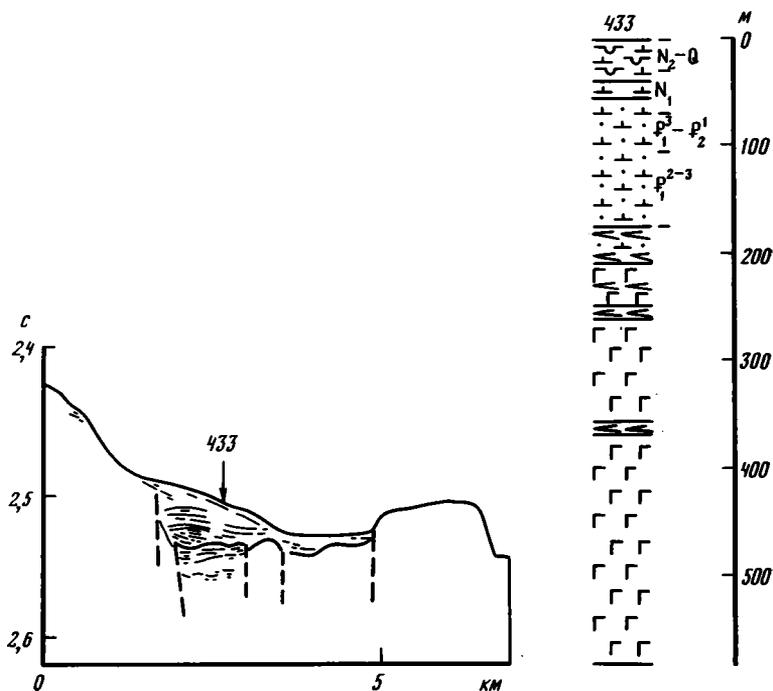


Рис. 15. Разрез скважины глубоководного бурения на подводной горе Суйко в Императорской зоне [Initial..., 1980, vol. 55]

al., 1981]. Мощность осадков в пределах Императорской зоны обычно менее 100 м, как это видно на сейсмических профилях и в скв. 308, 430, 432. На горе Суйко, в скв. 433, пройден осадочный разрез мощностью 163 м; в редких случаях на профилях фиксируется локальное повышение мощности до 200—250 м. Такие малые мощности осадков объясняются почти повсеместным выпадением из разреза слоев от эоценовых до плиоценовых, отвечающих возрастному интервалу продолжительностью до 50 млн лет; только на горе Суйко перерыв в разрезе оказывается

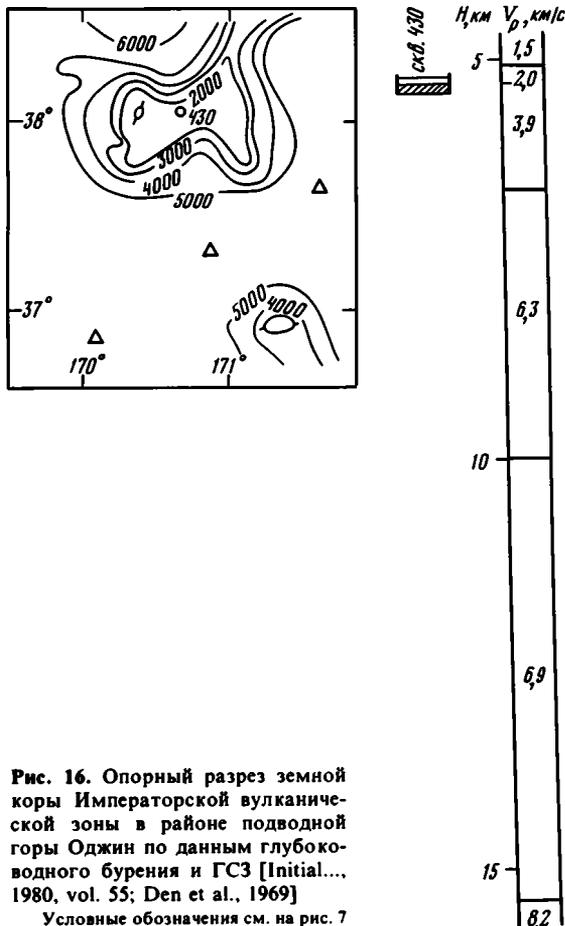


Рис. 16. Опорный разрез земной коры Императорской вулканической зоны в районе подводной горы Оджин по данным глубоководного бурения и ГСЗ [Initial..., 1980, vol. 55; Den et al., 1969]

Условные обозначения см. на рис. 7

меньше и отвечает эоцен-олигоценному времени. Длительный перерыв в седиментации, скорее всего, был связан с воздействием интенсивных течений на вершины подводных гор [Initial..., 1980, vol. 55]. Сравнимый по длительности перерыв установлен и на севере поднятия Хесса.

Изученные разрезы скважин, хотя и неполные, характеризуют историю последовательного океанического погружения. Базальтовые лавы на всех подводных горах несут признаки образования в очень мелководных или явно субазеральных условиях, сходных с условиями современных Гавайских островов [Initial..., 1980, vol. 55]. Породы не имеют пиллоу-текстур и обычно разделяются на серию массивных потоков. В кровле потоков базальты становятся крупнопористыми, местами сохраняют следы красноцветного выветривания и остатки окисленных почв. Среди перекрывающих осадков во всех скважинах встречены прибрежные и пляжевые пески и алевриты из обломков рифовых известняков и вулканогенного материала. Остатки фауны и микрофауны представлены очень мелководными и нередко эндемичными формами. Лагунная карбонатная седиментация на гайотах и рост мшанково-водорослевых рифов проходили, по-видимому, в течение нескольких миллионов лет со скоростью около 18 м/млн лет [Initial..., 1980, vol. 55]. На горе Суйко этому времени отвечает карбонатная толща мощностью 110 м (см. рис. 15). Батинальные осадки обычно залегают с большим перерывом и представлены маломощными фораминиферовыми песками и илами четвертичного возраста. Только на горе Суйко в мелких грабенообразных ложбинах обнаруживается более полный карбонатный разрез позднего кайнозоя. Находки комплексов бентосных фораминифер в скв. 433 позволяют судить о палеоглубинах, которые составляли в конце раннего миоцена около 1 км, в самом конце миоцена и плиоцене — от 1 до 1,5 км, в плейстоцене — более 1,5 км; современная глубина дна в районе скважины около 1,9 км. Мощность позднекайнозойских осадков около 50 м. Скорость седиментации 3—5 м/млн лет, иногда меньше.

Помимо данных об изменении палеоглубин, материал скважин дает ряд сведений о палеоширотах. Для горы Суйко по наиболее представительному комплексу палеомагнитных данных (более 300 измерений) определена широта лавовых излияний $26,9 \pm 3,5^\circ$, отличающаяся от современной на 18° . Мшанково-водорослевый материал рифовых построек свидетельствует о водах, немного более холодных, чем на Гавайях — районе развития коралловых рифов. Мелководная палеогеновая биота во всех скважинах характеризует условия тропиков или ние несколько миллионов лет со скоростью около 18 м/млн лет [Initial..., 1980,

субтропиков. Ограниченные микрофаунистические комплексы нижнего миоцена свидетельствуют, скорее всего, о теплом субтропическом климате в районе горы Суйко, верхнемиоценовые — об умеренном климате и плиоценовые — о новом потеплении. Плейстоценовая биота, обилие гальки ледового разноса в осадках на горах Суйко и Йомей характеризуют условия бореального климата. Данные о палеоклиматах свидетельствуют о заметных широтных различиях для горы Суйко и поднятия Обручева в течение всего кайнозоя; современная разница их широт 8°.

Породы верхов II слоя изучены в Императорской зоне при драгировании и бурении [Initial..., 1980, vol. 55; Dalrime et al., 1981; и др.]. Коровый разрез в районе горы Оджин, охарактеризованный также и данными ГСЗ, может быть использован как опорный для наложенных вулканических зон. Породы всех буровых скважин представлены щелочными базальтоидами и островными толеитами (см. ниже). Радиологические и палеомагнитные датировки показывают близость по возрасту пород обеих серий и кратковременность их формирования в каждом из вулканов. В целом в пределах вулканической цепи выявлено последовательное распространение магматизма вдоль простирания [Jackson, 1976; Initial..., 1980, vol. 55]. На всем протяжении цепи возраст пород II слоя оказывается более молодым, чем в прилегающих структурах [Heezen, Fornari, 1975].

Средняя скорость распространения вулканизма вдоль всей цепи 8,2 м/год, а в пределах Императорской зоны — 6,3 м/год [Initial..., 1980, vol. 55]. Закономерное изменение возраста вулканов по мере удаления от современного вулкана Килауза, сохранение постоянства состава пород на Гавайях и в Императорских горах, а также результаты палеомагнитных измерений привели к идее о существовании "горячей точки", или аномалии плавления, локализованной в глубокой мантии. Однако механизм выплавления магмы и подъема вверх через движущуюся плиту остался не объясненным. Наиболее обоснованными кажутся представления Э. Джексона [Jackson, 1976] о связи линейных вулканических зон с разломной трещиной в литосфере, разрастающейся в длину по мере перемещения плиты. Последовательное наращивание в длину Гавайско-Императорской цепи оказалось в хорошем соответствии с представлениями о длительном перемещении Тихоокеанской литосферной плиты к северу и затем к северо-западу, выработанными на основе магнитометрических данных [Morgan, 1972; и др.]. Масштабы перемещения, однако, не могут пока трактоваться однозначно. Не ясно также, насколько фиксированным остается положение участка излияний. При значительной скорости магмовыведения состав вулканических продуктов во всех случаях остается сходным независимо от их возраста или характера пород основания, относящихся на отрезке Императорской зоны к абиссальной плите, в Гавайской зоне — к поднятию. Кратковременности развития магматического процесса отвечает и отсутствие малоглубинной магматической камеры под вулканом Килауза, установленное по данным сети сейсмологических станций [Ellsworth, Kouyagi, 1977]. Только на глубине 30 км здесь отмечено расположение волновода, отвечающего предположительно кровле магматического очага.

В опорном разрезе в районе горы Оджин³ мощность коры определена по данным ГСЗ в 10 км (рис. 16) [Den et al., 1969]. Скорости продольных волн в мантии и III слое сравнимы с известными на поднятиях Шатского и Хесса; во II слое установлены два горизонта с резкой дифференциацией по скоростям: 3,7—3,9 и 6,3 км/с. Мощность II и III слоев близка к измеренной на поднятии Шатского или немного меньше; меньшая мощность коры в целом связана в основном с отсутствием в разрезе высокоскоростного горизонта. Таким образом, существенные различия в глубинном строении Императорской вулканической зоны и океанических поднятий

³ Представляется неудачной постановка сейсмического эксперимента на участке пониженного рельефа, не типичном для вулканической зоны.

касаются особенностей как II слоя, так и самых нижних частей коры. Они могли быть связаны с отсутствием сжатия и скучивания в ходе внутриплитного магматизма и сравнительно небольшой его интенсивностью, что определило также и небольшие масштабы наращивания мощности коры. В Гавайской зоне более значительное увеличение мощности коры объясняется, вероятно, строением ее древнего основания. Наличие молодых вулканических извержений в Гавайской зоне соответствует повышению теплового потока на $20-25\%$ — до $59 \pm 2 \text{ мВт/м}^2$ в районе атолла Мидуэй [Von Herzen et al., 1982].

Нелинейные вулканические зоны района Маркус-Уэйк и поднятия Мид-Пацифик также образованы на древнем разнородном основании, представленном абиссальной плитой на западе и вулканическим поднятием на востоке. Самую многочисленную группу молодых вулканических структур образуют обособленные подводные горы, такие, как гайоты Гейш. По современным оценкам [Batiza, 1982], за счет вулканических построек в Тихом океане может быть создано от 5 до 25% объема II слоя. Во всех случаях формирование подводных гор и их систем связано, несомненно, с развитием наложенного внутриплитного магматизма, значительно оторванного по времени от образования II слоя на окружающаих океанических площадях. Массовое проявление внутриплитного магматизма на северо-западе Тихого океана и его незакономерное распределение по площади представляются несовместимыми с идеей о существовании локальных "горячих точек" в мантии.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ТИХООКЕАНСКОЙ ПЛИТЫ

Рассмотренные разнородные элементы древней части Тихоокеанской плиты обладают различной плотностью литосферы, различной тектонической нарушенностью и разным временем проявления нарушений. Наибольшей жесткостью и монолитностью характеризуются абиссальные плиты, как это показано выше при анализе их рельефа, характера геофизических полей и строения I слоя. Породы II океанического слоя отличаются большей изменчивостью свойств [Зверев, 1977]. Образование высокоскоростных горизонтов в самых низах коры и в верхней мантии и данные по анизотропии ее упругих свойств характеризуют участки концентрации напряжений внутри океанической плиты. Даже в стабильных и жестких абиссальных структурах обнаруживаются признаки напряженного состояния вещества и глубинных деформаций. Они проявлены как в масштабе образца, так и мощных литосферных пластин и блоков. Первый тип деформаций, связанный с ползучестью мантийного материала, может быть отмечен для образцов перидотитов с разлома Клариион, для эклогитоподобных пород из гавайских ксенолитов. Второй тип деформаций, выраженный в нарушении и расслаивании корово-мантийных разрезов, наблюдался нами при изучении разломных зон Клариион, Меррей и Нова [Меланхолина и др., 1983; Рудник и др., 1982]. Сейсмические данные о расслоенности мантии упомянуты выше для крайнего северо-запада Тихоокеанской плиты. Определение распространенности и количественные оценки выявленных внутриплитных нарушений пока невозможны из-за ограниченности геологических материалов и целого ряда неопределенности, возникающих при интерпретации геофизических данных.

Напряженность деформаций в океанической литосфере, по-видимому, нарастает в полосе, пограничной с континентом. Сюда протягиваются без перерыва структуры абиссальных плит. Поверхность их несколько приподнимается, а мощность коры увеличивается на 3—5 км, образуя структуры краевых валов. Серия надвигов, наблюдавшихся на профилях МОВ ОГТ, может свидетельствовать о сжатии в верхних горизонтах коры; появление высокоскоростного горизонта — о деформациях сжатия в подошве коры. Повышение скоростей продольных волн на границе М, установленное для вала Зенкевича, может отвечать сжатию и уплотнению в мантийных породах краевой части плиты.

Наличие особенно значительных деформаций и интенсивной тектонической

расслоенности в коре и верхней мантии можно предполагать в пределах океанических поднятий. Их специфическими особенностями являются сложная внутренняя структура коры, раздвиг мощностей II и III слоев, увеличение их сейсмических скоростей, появление в разрезе горизонта, промежуточного по скоростям между корой и мантией. Эти особенности поднятий можно, видимо, объяснить, предположив многократное совмещение в разрезе литопластин сходного состава, формировавшихся в результате тектонических срывов и расслаивания, происходившего на разных глубинных уровнях. При этом габбро-гипербазитовый материал низов коры и мантии оказался, вероятно, особенно тектонизированным и перемешанным, что привело к созданию высокоскоростного горизонта в основании поднятий. Возможно, что в пределах краевых валов высокоскоростные образования в низах коры имеют тот же генезис. Некоторая асимметрия глубинного строения поднятия Шатского и краевых валов может указывать на дифференциальное перемещение материала этих структур, а также на направление его движения по отношению к абиссальным плитам, к зоне островных дуг. Наличие глубинной тектонической расслоенности свидетельствует о перемещениях материала на разных уровнях в коре и верхней мантии — не только по подошве литосферы.

Прямые данные о возможной подошве литосферы получены лишь в западной периферической части Тихоокеанской плиты, где на глубинах от 80 до 120 км обнаружен относительно низкоскоростной слой с перепадом скоростей от 8,6 до 8,4 км/с, который мог бы отвечать представлениям об астеносфере [Asada, Shimamura, 1976; Asada, et al., 1981]. Однако наличие расслоенности и анизотропии сейсмических скоростей не позволяет, по-видимому, уверенно рассматривать этот слой как астеносферу. Опубликованные в последние годы данные сейсмической томографии [Андерсон, Дзевонский, 1984] дают определенное основание для предположений о существенно большей толщине литосферной плиты на северо-западе Тихого океана. Достаточная однородность высокоскоростного мантийного блока прослеживается здесь, по-видимому, до глубин не менее 150 км. В целом имеющийся материал пока представляется противоречивым и не дает возможности проследить подошву литосферы как реальную физическую поверхность, отвечающую нижнему ограничению Тихоокеанской плиты. Вместе с тем появляется все больше данных, позволяющих предполагать расслоение литосферы северо-запада океана на отдельные сравнительно тонкие литопластины с перемещением их по субгоризонтальным поверхностям срыва. Такая расслоенность литосферы создает в ней вертикальные неоднородности, а совмещение различных структурных элементов — крупные горизонтальные неоднородности.

Рассмотренные океанические структуры различаются как по мощности коры, так и по скоростным характеристикам. При их сравнении наиболее показательными являются осредненные параметры коры [Косминская, 1978]. Так, в пределах абиссальных плит и на Бонинском краевом валу средняя скорость в коре 6,5 км/с [Woollard, 1975; Houtz et al., 1980]. На поднятии Шатского за счет мощного нижнего горизонта кора оказывается весьма высокоскоростной ($\bar{v}=7,2$ км/с). В Гаванской вулканической зоне, где высокоскоростные образования отсутствуют, а II слой имеет весьма значительную мощность, средние скорости в коре ниже, чем на абиссальных плитах ($\bar{v}=6,0$ км/с) [Woollard, 1975]. В Императорской зоне кора также низкоскоростная; мощность литосферы под ней может быть пониженной.

Сочетание элементов с различной плотностью и вязкостью вещества, с различной внутренней нарушенностью и прочностью определяет достаточную сложность реологических свойств Тихоокеанской плиты. Материал литосферы в каждом из элементов дислоцируется дисгармонично по отношению к окружающим пространствам; по границам элементов возникают нарушения, уходящие нередко на большую глубину. Так, разломным ограничениям поднятий отвечают резкое

изменение мощности и скоростной структуры коры, а также соответствующая гравитационная ступень. Обнаружение здесь высокомагнитных пород соответствует, возможно, образованиям типа меланжа или габбро-гипербазитовым пластинам, выведенным в зону контакта со структурами абиссальных плит. Возможно, что пограничные нарушения на поднятиях связаны с перераспределением вещества вследствие эффекта клина — не вполне горизонтального расположения границы раздела между более легким и тяжелым веществом. Расчеты и экспериментальные данные А.В. Лукьянова показывают, что выполаживание границ раздела неизбежно приводит к срывам по субгоризонтальным плоскостям и раслоению литосферного материала [Тектоническая..., 1980].

Разнообразные внутренние дислокации в тихоокеанской литосфере дополняются многочисленными проявлениями внутриплитного магматизма. Новообразование вулканических зон не только повышает плавучесть литосферы, но и изменяет ее прочностные свойства. Эти особенности становятся наиболее заметными по краю Тихоокеанской плиты, где существование групп подводных гор, по-видимому, препятствует субдукции и определяет изгибы в системе континентальной окраины. Такие изгибы островных дуг—желобов наблюдаются в участках их стыка с подводными горами Огасавара, гайотами Гейш, группой гор Рефу-Дайни, Такуе-Дайити и Сисоева (Эримо) и особенно — с поднятием Обручева.

В целом существование крупных неоднородностей в литосфере северо-запада Тихого океана выявляется уже достаточно отчетливо. Оно определяет, по-видимому, как значительные внутренние деформации, так и специфику магматизма в пределах разных структурных зон.

ГЛАВА ВТОРАЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПРИУРОЧЕННОСТЬ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ. СОСТАВ ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ

Для северо-западной части Тихого океана в распространении магматических серий разного состава устанавливается прежде всего тектонический контроль. Поэтому данные о магматических образованиях могут быть использованы для характеристики формирования коры в тектонических зонах разного типа. К настоящему времени базальтоиды из скважин глубоководного бурения проанализированы на содержание главных петрогенных компонентов и малых элементов, в сравнительно ограниченном объеме — также на содержание редкоземельных элементов [Initial..., 1973, vol. 16, 17, 19; 1975, vol. 32; 1980, vol. 55; 1981, vol. 62]. Получена достаточно подробная петрохимическая характеристика комплексов океанических пород, драгированных нами в 21, 23 и 28-м рейсах НИС "Дмитрий Менделеев" [Строение ..., 1984; Рудник и др., 1981, 1982, 1984; Пушаровский и др., 1984]. Ряд аналитических данных опубликован В.А. Попеко и Ю.А. Михалевым [1983]¹. Анализ имеющихся материалов глубоководного бурения и драгирования, проведенный совместно с Г.Б. Рудником, позволяет судить о породах океанической коры в пределах абиссальных плит, наложенных вулканических зон и древних океанических поднятий.

Толентовый магматизм абиссальных плит считается эталонным для океана. В последнее время на абиссальных плитах в результате ступенча-

¹ Авторами допущены некоторые ошибки. В частности, некорректно определены значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ из наших образцов, аномально высокие для океана. Выборочная проверка определений, проведенная В.И. Виноградовым в лаборатории абсолютного возраста и стабильных изотопов ГИН АН СССР, не подтвердила этих значений.

того драгирования получены сведения о строении целого ряда разрезов океанической коры, сложенных базальтами, долеритами и габброидами. Вследствие тектонического расслаивания коры в отдельных случаях обнаруживаются также мантийные ультрабазиты, залегающие в современной структуре внутри корового разреза. Разрезы, вскрытые в разломных зонах Меррей, Клариион, Нова, Императорской, а также в разломе Хесса на сочленении Восточно-Тихоокеанской и Галапагосской срединных зон, охарактеризованы уже достаточно полно. Два последних разреза представляют собой почти ненарушенные комплексы пород II и III слоев коры, изученные с помощью драгирования и глубинного сейсмического зондирования. Эти разрезы мы используем как опорные для абиссальной плиты мелового возраста (Императорский) и для молодой зоны спрединга (Хесса).

Подробная характеристика Императорского разреза дана нами ранее [Строение..., 1984]. Породы разреза Хесса описаны Г.Б. Рудником [1976], Г.Л. Кашинцевым и другими исследователями [1982]. В обоих разрезах на интервале глубин в 2,5 км сверху вниз происходит смена базальтовых пиллоу-лав и гиаолоклатитов II слоя долеритами и затем габброидами (см. рис. 7). Последние по своему гипсометрическому уровню отвечают верхам III океанического слоя, определенного по данным ГСЗ. В других разломных зонах коровые разрезы оказываются нарушенными, однако их фрагменты образуют стандартный набор океанических пород, сравнимых с породами опорных разрезов. Близки к ним по составу и базальты верхов II слоя, пройденные на северо-западе океана пятью скважинами глубоководного бурения [Initial..., 1973, vol. 20; 1975, vol. 32; Initial..., 1982, leg. 86].

В целом создается достаточно полное представление о характере коровых океанических разрезов в Северной Пацифике. Наиболее глубинные породы III слоя коры вскрыты в зоне разлома Хесса. Это — плагиоклазовые перидотиты и троктолиты с преобладанием оливина в кумулятивной фазе. Полосчатые габбро, габбро-нориты и оливиновые габбро, характеризующие расслоенную часть габброидного комплекса, подняты как из разреза Хесса, так и в зонах разломов Клариион и отчасти Нова. Основными кумулятивными минералами в габброидах являются большей частью плагиоклаз и оливин; они образуют также ксенокристаллы в базальтах и долеритах. В разрезах разломов Клариион, Нова, Меррей и Императорского получены в большом количестве некумулятивные габбро-нориты, нормальные и роговообманковые габбро. В них наблюдаются неравновесные текстуры с сочетанием крупнокристаллических и офитовых обособлений, встречены габброгранофировые агрегаты (на участках диаметром до 1 см). Такие породы соответствуют апикальным частям магматической камеры или, возможно, так называемой "сэндвичевой зоне" габброидных разрезов [Современные..., 1984].

Долериты II слоя наиболее многочисленны в драгировках с разломов Императорского, Меррей и Нова. По их образцам прослеживаются постепенные переходы от мелкозернистых разностей к габбро-долеритам. Породы могут принадлежать комплексу даек или силлов, чему соответствует и их грубопараллелепипедальная отдельность. Базальты во всех случаях драгированы в большом объеме, обычно — в виде подушек пиллоу-лав и их фрагментов. Изучение коллекции пород с разлома Меррей позволило установить как петрохимическую, так и минералогическую близость базальтов, долеритов и габброидов. Наличие афировых, порфириновых и крупнопорфириновых (с ксенокристами) разностей базальтов и долеритов свидетельствует, по-видимому, о многофазности подачи базальтовых расплавов из магматического очага.

Все изученные породы отвечают абиссальным толеитам по содержанию как главных петрогенных компонентов (устойчивых при вторичных изменениях), так и малых и редкоземельных элементов. Данные по составу пород (табл. 1, 2) и петрохимические диаграммы показывают различную дифференцированность изученных

Таблица 1

Химический состав пород океанической коры в опорном Императорском разрезе, % вес.

Оксид	1905/8	1907/1	1907/1а	1907/3	1907/3а	1907/4	1907/6
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	47,47	49,62	48,94	48,21	46,71	47,96	47,83
TiO ₂	1,94	1,55	1,44	1,33	1,60	1,52	1,13
Al ₂ O ₃	16,11	13,70	13,62	15,77	17,26	16,75	13,87
Fe ₂ O ₃	11,20	7,38	9,37	7,71	11,48	8,08	7,75
FeO	3,94	6,51	5,18	5,24	3,15	5,13	4,94
MnO	0,29	0,24	0,24	0,24	0,22	0,26	0,19
MgO	5,43	6,71	6,75	6,08	4,66	5,43	9,29
CaO	5,95	9,26	9,59	7,07	7,63	7,49	10,50
Na ₂ O	3,34	2,30	2,46	3,81	2,57	3,49	2,57
K ₂ O	1,04	0,37	0,33	0,67	0,61	0,61	0,49
H ₂ O ⁺	2,23	1,77	1,69	2,98	2,19	2,50	1,53
H ₂ O ⁻	1,32	0,36	0,40	0,57	1,35	0,64	0,41
P ₂ O ₅	0,14	0,15	0,14	0,14	0,17	0,16	0,07
Сумма	100,40	99,92	100,15	100,06	99,60	100,02	100,57
FeO*/MgO	2,6	2,0	2,0	2,0	2,9	2,3	1,3

Оксид	1907/7	1907/7а	1907/7б	1907/7в	1907/7г	1907/7д	1907/7е
	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	51,13	51,25	52,33	51,98	52,38	51,08	49,43
TiO ₂	0,70	2,43	0,72	0,68	0,70	0,75	0,85
Al ₂ O ₃	15,72	11,62	15,99	15,23	15,71	15,21	15,10
Fe ₂ O ₃	4,84	14,44	4,58	4,49	4,98	4,75	5,91
FeO	4,31	4,79	4,13	4,41	3,53	4,70	5,01
MnO	0,18	0,31	0,14	0,17	0,16	0,18	0,16
MgO	8,00	3,71	6,45	7,98	7,18	8,09	7,75
CaO	6,26	4,18	2,83	7,09	6,74	7,39	8,07
Na ₂ O	3,96	8,10	3,95	3,95	4,20	3,70	3,20
K ₂ O	1,22	0,54	1,18	1,02	1,02	1,06	1,14
H ₂ O ⁺	2,87	2,93	1,84	2,06	2,29	2,05	2,19
H ₂ O ⁻	0,82	0,78	0,50	0,64	1,06	0,56	0,83
P ₂ O ₅	0,05	0,43	0,08	0,02	0,03	0,04	0,04
Сумма	100,06	100,07	99,56	99,72	99,98	99,56	99,68
FeO*/MgO	1,1	4,8	1,3	1,1	1,1	1,1	1,3

Оксид	1907/7ж	1907/11	1909/1	303(4)	304(16)	307(4)
	15	16	17	18	19	20
SiO ₂	52,04	47,41	46,63	47,64	48,32	46,52
TiO ₂	0,94	1,81	1,36	2,73	2,06	1,58
Al ₂ O ₃	13,42	13,73	19,23	13,15	12,90	15,20
Fe ₂ O ₃	5,92	11,13	12,07	8,48	5,68	8,63
FeO	5,02	5,01	0,41	5,42	8,52	3,33
MnO	0,20	0,21	0,20	0,19	0,21	0,14
MgO	6,91	6,79	2,46	5,23	6,07	4,41
CaO	7,28	7,21	7,91	9,33	10,11	9,85
Na ₂ O	4,20	3,49	3,31	3,08	2,82	2,76
K ₂ O	0,94	0,61	1,39	1,25	0,21	0,88
H ₂ O ⁺	2,63	1,90	2,50	1,43	1,31	3,33
H ₂ O ⁻	0,64	0,61	2,26	2,20	0,51	2,70
P ₂ O ₅	0,13	0,14	0,16	0,29	0,23	0,23
Сумма	100,27	100,05	100,59	—	—	—
FeO*/MgO	1,5	2,5	4,6	2,5	2,2	2,5

Примечание. Анализы 1—17 выполнены в химической лаборатории ГИН АН СССР аналитики Г.Ф. Галковская, В.Б. Рычкова, Н.М. Турочкина, Н.Г. Грибова, Г.И. Карасева, Е.В. Черкасова, А.Н. Шляшко. Анализы 18—20 — средние составы пород из скв. 303, 304 и 307 (по данным В.А. Попеко) [Initial..., 1975, vol. 32] в скобках указано количество анализов. 2, 3, 17—20 — базальты; 1, 4—7, 16 — долериты; 8—15 — габбро.

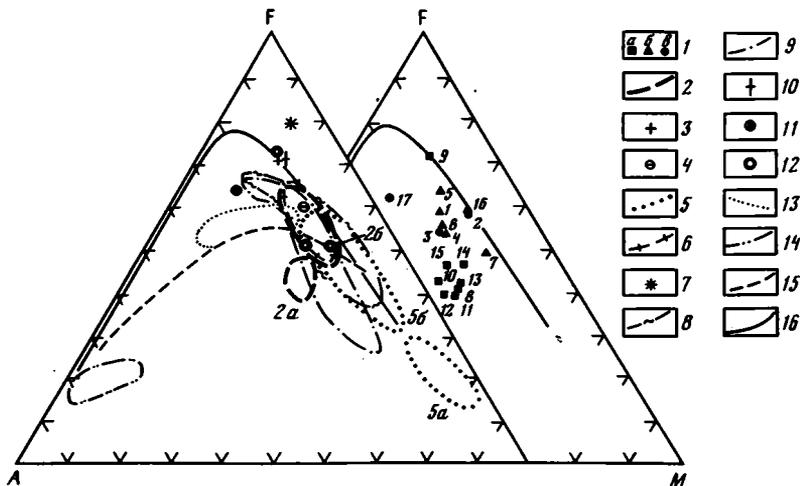


Рис. 17. Диаграмма AFM пород океанической коры

1—11 — точки и поля составов пород с абиссальных плит: 1—3 — из опорного Императорского разреза (1а — габбро, 1б — долериты, 1в — базальты; 2а — габбро, 2б — долериты, базальты; 3 — габбро-гранофир), 4 — из скв. 304, 5 — из опорного разреза Хесса (5а — габбро, 5б — долериты, базальты), 6, 7 — из разреза Нова (6 — габбро, долериты, базальты; 7 — рудное габбро), 8 — из разреза Меррей, 9, 10 — из разреза Кларнион (9 — габбро, долериты, базальты; 10 — рудное габбро), 11 — с Магелланова разлома; 12—14 — точки и поля составов пород с поднятий Шатского, Хесса и Обручева (12 — абиссальные толенты; 13 — щелочные базальтоиды; 14 — трахиты); 15 — тренд дифференциации щелочных магм Гавайской и Императорской зон; 16 — тренд дифференциации толентов скаергаардского типа. Номера точек отвечают анализам пород, приведенным в табл. 1

толентовых серий и разные темпы накопления в них литофильных элементов. На тройной диаграмме AFM (рис. 17) для опорных разрезов видно расположение точек составов пород II и III слоев вдоль толентового тренда. В магматических породах из разреза Хесса преобладают слабо- и среднедифференцированные различия. Кумулятивные габбро, троктолиты и плагиоклазовые перидотиты отличаются очень высокой магнезиальностью, определяемой накоплением оливина ($FeO^*/MgO = 0,1—0,4$). Составы долеритов и базальтов отвечают более фракционированному расплаву с обогащением железом ($FeO^*/MgO = 0,8—1,9$). "Верхние" габбро, долериты и базальты Императорского разреза оказываются еще менее магнезиальными и более железистыми ($FeO^*/MgO = 1,1—2,9$). В габбро-гранофирах по минералогическому и химическому составу выявляются признаки весьма высоко продвинутой дифференциации ($FeO^*/MgO = 4,6$).

По степени дифференцированности породам Императорского разреза соответствуют эффузивные и интрузивные базальтоиды, драгированные на разломе Нова. Составы пород, изученных из разломов Императорского и Нова, из скважин Центральной и Северо-Западной Пацифики, располагаются на диаграмме AFM в верхней части поля абиссальных толентов. Породы из разлома Меррей часто имеют весьма примитивный состав — сходный с базальтами и долеритами разреза Хесса ($FeO^*/MgO = 0,7—1,8$). Комплекс пород из разлома Кларнион включает как сравнительно примитивные, так и высокодифференцированные различия (FeO^*/MgO — от 0,5 до 5,6). В крайних членах толентовой серии из этого разреза обогащение железом сопровождается и некоторым повышением щелочности.

Накопление железа в изученных толентовых сериях коррелируется с увеличением концентрации ряда литофильных элементов с крупными ионами: Ti, Zr, Sr, и др. (рис. 18). Темпы накопления этих элементов в ходе дифференциации расплава оказываются, однако, различны в разных районах. Так, в толентах абиссальных плит из разрезов Императорского и Кларнион устанавливаются близкие темпы на коп-

Таблица 2
Содержание малых и редкоземельных элементов
в породах опорного Императорского разреза, г/т

Элемент	1905/8	1907/1	1907/3	1907/3а	1907/4	1907/6	1907/7
	1	2	4	5	6	7	8
Zr	75	50	23	22	69	<15	<15
Sr	129	82	83	91	114	48	165
La	5,1	4,0	5,2	6,3	3,7	2,2	1,8
Ce	<10	21	13	26	18	<5	<11
Nd	—	—	—	—	—	—	—
Sm	3,2	3,4	3,6	3,3	3,6	2,0	1,6
Eu	1,6	1,6	1,4	1,7	1,4	0,8	0,9
Tb	—	—	—	—	—	—	—
Yb	3,7	3,8	4,4	4,3	4,4	2,7	2,0
Lu	0,79	0,72	0,67	0,72	0,80	0,49	0,32
La/Sm	1,0	0,8	1,0	1,2	0,6	0,7	0,8

Элемент	1907/11	304(12)	2503/2 (2)	2503—2506(15)	2484—2499(4)	P6702(7)
	16	19	21	22	23	24
Zr	45	—	—	—	—	—
Sr	81	—	120	130	180	—
La	4,5	2,5	2,1	5,6	14,8	4,2
Ce	<10	16,9	6,7	16,9	18,0	—
Nd	—	13,4	—	—	—	—
Sm	3,3	5,1	2,2	5,4	5,8	5,0
Eu	1,8	1,6	1,0	1,6	1,9	1,7
Tb	—	1,2	0,6	1,4	1,4	0,9
Yb	3,8	5,2	2,3	4,7	5,0	4,1
Lu	0,80	0,7	0,36	0,70	0,77	0,7
La/Sm	0,8	0,4	0,6	0,7	1,6	0,5

Примечание. Анализы 1—16 и 21—23 выполнены в химической лаборатории ИМПРЭ, аналитик С.М. Ляпунов; анализ 19 приведен по данным В.А. Полеко; анализ 24 — по данным [Schilling, Bonatti, 1975]. Анализы 21—24 — средние содержания элементов в породах: 21—22 — разреза Нова (21 — габбро, 22 — долериты и базальты), 23 — разреза Кларин (высокотифференцированные базальты), 24 — участка Восточно-Тихоокеанского поднятия (базальты).

ления титана, что видно по наклону вариационных линий на диаграмме. В толентах спрединговой зоны из разреза Хесса при менее продвинутом накоплении железа — обогащение пород титаном оказывается более значительным. Близки к ним и породы из разрезов Меррей и Нова. В последнем предельное обогащение TiO_2 в образцах базальтов достигает 3,5 — 3,8%, а в образце рудного габбро — около 8%. Причины различия разных толентовых серий по темпам накопления титана пока остаются недостаточно исследованными.

Распределение редкоземельных элементов сходно во всех базальтоидах: как из спрединговой зоны, так и с абиссальных плит, как это видно на графике Кориелла—Масуды (рис. 19). Величина отношения La/Sm обычно отвечает породам деплетированного типа. Она варьирует в базальтах, составляя 0,5 — 0,6 на Восточно-Тихоокеанском поднятии, 0,6 — 0,7 на разломе Нова, 0,7 в скв. 169 Центральной котловины и в среднем 0,8 в Императорском разрезе. В отдельных образцах базальтов из Императорского разреза и из скв. 164 к югу от Гавайев величина отношения La/Sm достигает 1,0. Долериты и большая часть базальтов из разреза Кларин представляют породы обогащенного типа, с повышением отношения La/Sm более 1,0 (в двух анализах вплоть до 1,9 и 2,6). В то же время в

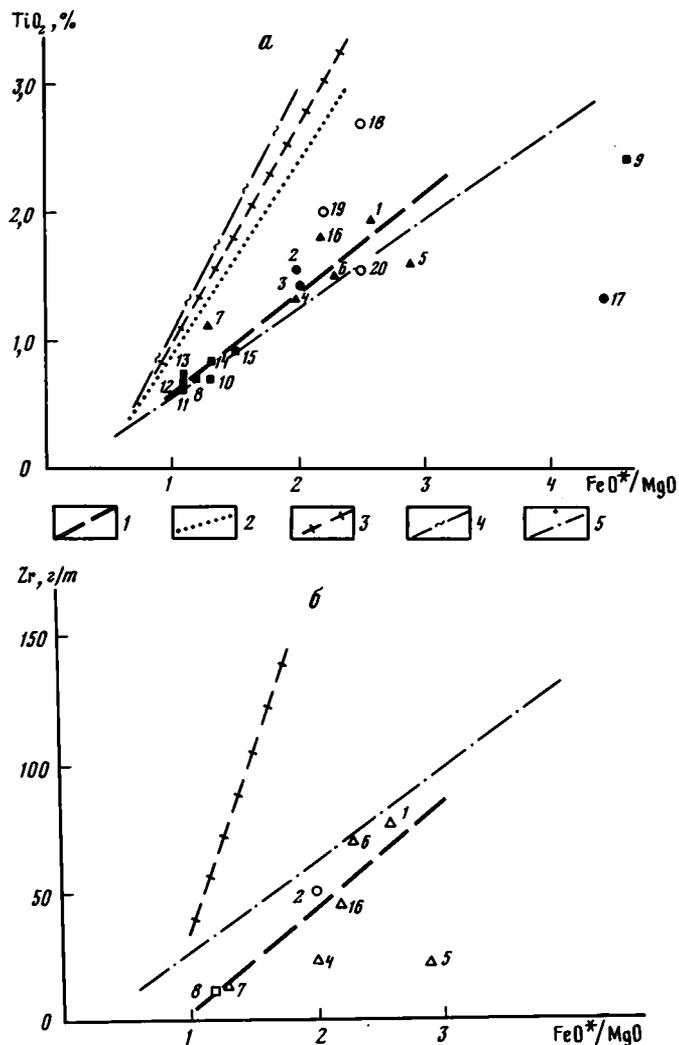


Рис. 18. Диаграммы TiO_2 — FeO^*/MgO (а) и Zr — FeO^*/MgO (б) пород океанической коры из опорного Императорского разреза.

1—5 — тренды накопления TiO_2 и Zr в породах разрезов: 1 — Императорского, 2 — Хесса, 3 — Нова, 4 — Меррей, 5 — Кларин. Остальные условные обозначения см. на рис. 17

кумулятивных габбро из этого разреза отношение La/Sm нередко снижается до 0,4. Коэффициент обогащения лантаном по сравнению с хондритом составляет в этих породах всего 1,3—3,0. Среди базальтов и долеритов примитивные разности имеют обычно 5—6-кратное обогащение РЗЭ по сравнению с хондритом, в более дифференцированных породах обогащение возрастает еще в 3—4 раза и больше. Однако в деплетированных базальтах такое обогащение не влияет на присущее им распределение РЗЭ, что хорошо соответствует особенностям кристаллизационной дифференциации толеитовой магмы, происходящей при оливниновом и плагиоклазовом контроле [Шиллинг, 1973]. Только в обогащенных базальтоидах разреза Кларин в результате фракционирования клинопироксена (?) происходит быстрое накопление лантана при задержке в накоплении самария, приводящее

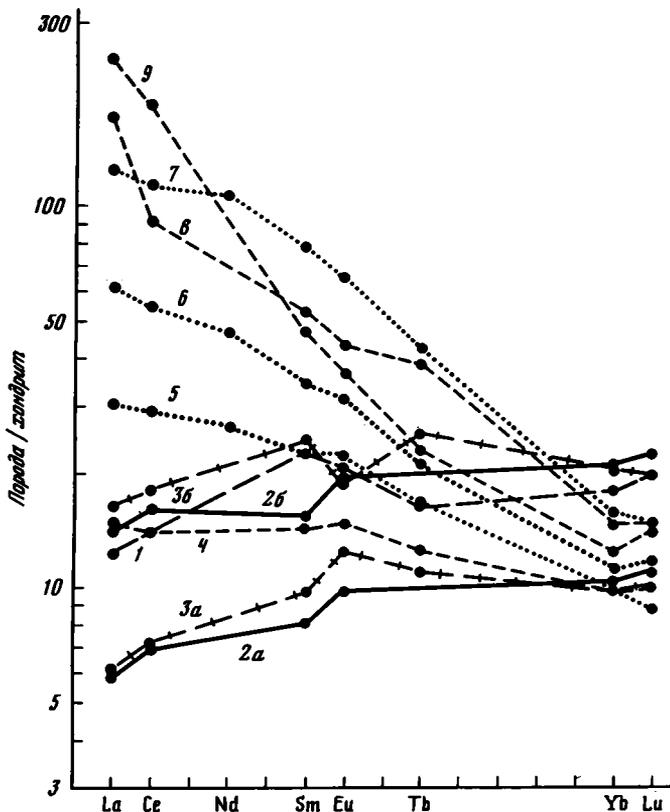


Рис. 19. Диаграмма Кориелла—Масуды, показывающая поведение редкоземельных элементов в породах океанической коры

Номера графиков соответствуют составам базальтоидов разных тектонических зон, в скобках указано количество анализов. 1—4 — абиссальные толенты: 1 — Восточно-Тихоокеанского поднятия (7), 2 — Императорского разреза (а — примитивные разности (2), б — дифференцированные разности (6)), 3 — разреза Нова (а — габбро (2), б — долериты, базальты (15)), 4 — скв. 464 на поднятии Хесса (3); 5 — островные толенты скв. 433 в Императорской зоне (17); 6—9 — породы щелочно-базальтовой серии: 6 — щелочные базальты скв. 433 (3) и 7 — гавайиты скв. 430 (3) в Императорской зоне, 8 — щелочные базальты, гавайиты, муджириты поднятия Хесса (16), 9 — трахиты скв. 465 на поднятии Хесса (18)

к последовательным изменениям в распределении РЗЭ. Фракционирование плагиоклаза в комплексах разрезов Кларин и Нова определяет образование европиевой аномалии, имеющей противоположный знак в интрузивных и излившихся разностях. В породах Императорского разреза образование европиевой аномалии не характерно.

Тонкие петрохимические различия серий, выявляемые по поведению титана, щелочей и легких лантаноидов, обусловлены вариациями состава первичной магмы, которые могли быть связаны с небольшими изменениями в глубине и (или) степени плавления мантии, а также с неоднородностью ее состава². Определенное влияние на режим плавления и раннего фракционирования магмы могли оказать также и вариации давления в зоне магмогенерации, вызванные изме-

² Исследования базальтовых стекол и расплавных включений, проведенные для молодых вулканитов Атлантики, позволяют считать более предпочтительной модель плавления на разных глубинах, при котором геохимические различия толентов контролируются вертикальной неоднородностью мантии [Дмитриев и др., 1984].

Таблица 3
Химический состав II слоя Императорской вулканической зоны, % вес.

Окисел	Гора Оджин (скв. 430)		Гора Нинтоку (скв. 432)	Гора Суйко (скв. 433)				
	25(14)	26(2)	27(9)	28(15)	29(14)	30(20)	31(5)	32(34)
SiO ₂	47,8	47,7	46,3	46,5	43,3	45,7	47,2	46,6
TiO ₂	2,9	2,8	2,7	3,0	1,2	2,2	2,3	2,5
Al ₂ O ₃	15,9	15,3	16,5	14,3	9,0	13,4	14,6	14,3
Fe ₂ O ₃	8,0	4,5	6,3	6,2	3,4	5,1	4,7	6,0
FeO	4,1	7,9	6,2	7,8	8,8	7,1	7,2	6,6
MnO	0,10	0,18	0,15	0,19	0,16	0,17	0,14	0,16
MgO	3,8	5,6	5,1	5,9	21,2	10,4	7,0	6,8
CaO	6,6	11,0	8,6	9,3	5,0	8,9	10,1	9,9
Na ₂ O	4,3	3,0	3,6	3,4	1,2	2,4	2,8	2,9
K ₂ O	1,7	0,36	1,2	0,87	0,21	0,30	0,39	0,54
H ₂ O ⁺	1,2	0,39	1,5	1,1	4,6	2,3	1,1	1,2
H ₂ O ⁻	2,1	1,0	1,3	1,0	1,4	2,1	2,2	2,2
P ₂ O ₅	1,2	0,30	0,50	0,39	0,11	0,22	0,25	0,26

Примечание: Приведены средние составы пород из скважин по данным [Initial..., 1980, vol. 55]. 25 — гавайит; 26, 32 — толент; 27, 28 — щелочной базальт; 29 — пикритовый толент; 30 — оливиновый толент; 31 — плагиоклазовый толент.

нявшей динамикой процесса спрединга. Дальнейшее изучение составов абиссальных толентовых серий должно дать ключ для выявления таких вариаций.

Мантийные породы, поднятые нами в зоне разлома Клариион, представлены аперидотитовыми серпентинитами; в отдельных образцах установлен их первичный лерцолитовый состав [Меланхолина и др., 1983]. Структурно и минералогически выявляется формирование и изменение пород при высоких температурах и давлениях, отвечающих мантийным глубинам. Образование деформационных структур в перидотитах явно предшествовало внедрению габброидов: в одном из образцов они секутся жилкой слабоизмененного габбро. Последующие деформации перидотитов и габбро определили их выведение в верхнюю часть коры.

Щелочно-базальтовый магматизм наложенных вулканических зон достаточно детально изучен на Гавайских островах и вулканах Императорской зоны. Во всех случаях достоверно установлен мелководный и наземный характер извержений, выявлена единая эволюция магматизма: от излияний островных толентов до формирования дифференцированной щелочно-базальтовой серии и местами — до ультращелочной нефелинитовой [Macdonald, 1968; Macdonald, Katsura, 1964; Initial ..., 1980, vol. 55] (табл. 3,4). Современные излияния на о. Гавайи представлены толентами (вулканы Килауэа и Мауна-Лоа) и щелочными базальтоидами (вулкан Мауна-Кеа). Наиболее мощный разрез островных толентов и щелочных базальтов был пройден скв. 433 на горе Суйко в Императорской зоне (388 м) [Initial ..., 1980, vol. 55] (см. рис. 15). Опорным для наложенных вулканических зон может служить разрез в районе горы Оджин, охарактеризованный данными бурения и глубинного сейсмического зондирования (см. рис. 16). Изучение большого фактического материала по петрографии и петрохимии пород Гавайско-Императорской цепи позволяет проследить постепенные переходы от островных толентов (составляющих до 99% объема вулкаников) к щелочным базальтоидам, бенморейтам и трахитам.

На диаграмме АФМ (см. рис. 17) точки составов всех пород образуют непрерывный тренд, начинающийся с пикрит-базальтов типа океанитов ($FeO^*/MgO = 0,6$). Тренд характеризуется некоторым увеличением железистости и постепенным воз-

Таблица 4

Содержание малых и редкоземельных элементов в породах Императорской вулканической зоны, г/т

Элемент	430А 5-6 (3)	430А 6-4 (1)	432А 2-3 (3)	433В 5 — С 4-6 (3)	433С 13—49(17)
	25а	26а	27а	28а	32а
Zr	405	170	206	202	150
Sr	620	355	570	355	270
La	42,5	12,8	27,4	20,8	10,4
Ce	108	32,7	63,6	51,0	27,1
Nd	70,3	23,2	36,2	30,4	17,4
Sm	17,4	6,21	7,64	7,60	4,9
Eu	5,36	2,09	2,46	2,55	1,8
Tb	2,32	1,09	1,06	1,15	0,9
Yb	3,63	2,33	1,93	2,63	2,3
Lu	0,49	0,29	0,29	0,42	0,3
La/Sm	1,6	1,4	2,3	1,8	1,4

Примечание. Приведены средние содержания элементов в породах из скважин по данным [Initial..., 1980, vol. 55]. 25а, 26а — породы горы Оджин: 25а — гавайиты, 26а — толент; 27а — щелочные базальты горы Нинтоку; 28а, 32а — породы горы Суйко: 28а — щелочные базальты, 32а — толенты.

растанием щелочности — вплоть до 11% в трахитах. Одновременно в базальтоидах происходит и накопление Ti, P, Y, Zr, Sr, Ba [Initial..., 1980, vol. 55; Clague, Beeson, 1980] (рис. 20). При этом содержания Ti, P, Sr возрастают только в более основных членах ряда. Темпы накопления всех литофильных элементов на Гавайях и в Императорской зоне оказываются умеренными. В накоплении отмеченных литофильных элементов и легких лантаноидов выявляется хорошая корреляция, как это видно на диаграммах Zr — La/Sm и Sr — La/Sm (рис. 21). Значения отношения La/Sm в толентах с гор Суйко (скв. 433) и Оджин (скв. 430) колеблются от 1,2 до 1,4 [Initial ..., 1980, vol. 55], в толентах гавайских вулканов — от 1,1 до 1,5 [Leeman et al., 1980]. В щелочных базальтоидах отношение La/Sm возрастает от 1,8 на горах Суйко и Оджин до 2,3 на горе Нинтоку (скв. 432) и 2,1 на юго-востоке о. Оаху (район Каупо) [Clague, Frey, 1979]. Темпы накопления лантана в общем умеренные. Только в породах нефелиновой серии на юго-востоке о. Оаху величина отношения La/Sm достигает 3,0 и даже 4,0. Одновременно с накоплением в породах легких лантаноидов происходит некоторое обеднение их тяжелыми.

Как видно на диаграмме Кориелла—Масуды (см. рис. 19), обогащение пород легкими лантаноидами происходит постепенно, без резких скачков в распределении элементов. Островные толенты отличаются от океанических обогащением лантаном 30—50-кратным по сравнению с хондритом. В породах щелочной серии обогащение возрастает по мере увеличения их фракционированности — вплоть до 120-кратного и гавайитах с горы Оджин. В исследованиях редкоземельных и малых элементов в породах Гавайской и Императорской зон подтверждаются идеи Г. Макдональда о тесной связи островных толентов с щелочными базальтоидами, о возможном единстве или близости их мантийных источников. Дополнительным подкреплением имеющих данных могут служить и определения соотношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в породах гор Суйко и Оджин, показавшие близкие значения для толентов и щелочных базальтоидов (с вариациями от 0,7032 до 0,7035) [Initial..., 1980, vol. 55]. Смена состава гавайских магм обычно объясняется или уменьшением степени плавления, или большей глубиной мантийного источника [Clague, Beeson, 1980; и др.]. Однако, все геологические данные показывают существенную роль фракционной кристаллизации.

Для гавайских лав — от толентов базальтов до гавайитов — как главный фактор эволюции рассматривалось фракционирование оливина [Macdonald, 1968].

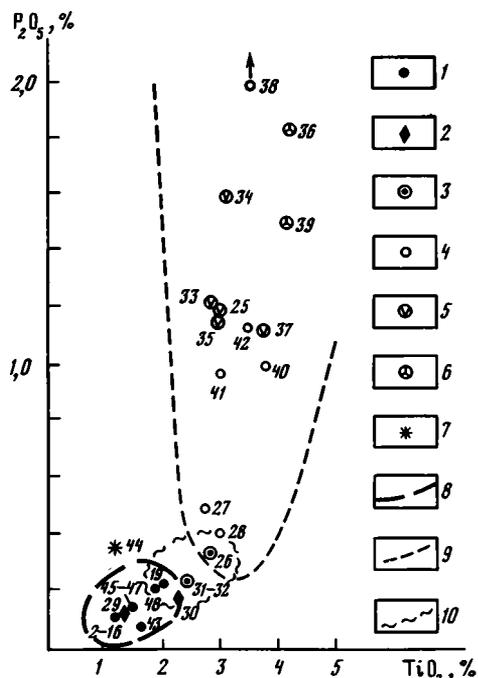


Рис. 20. Диаграмма Басса $P_2O_5 - TiO_2$ пород океанической коры

1—3 — толенты: 1 — абиссальные, 2 — пикритовые и оливковые, 3 — островные; 4 — щелочные базальты; 5 — гавайиты; 6 — муджириты; 7 — трахиты; 8—10 — поля составов базальтоидов: 8 — толентовых, 9 — щелочных, 10 — переходного типа (островных толентов). Номера точек соответствуют анализам и средним составам пород, приведенным в табл. 1, 3, 5

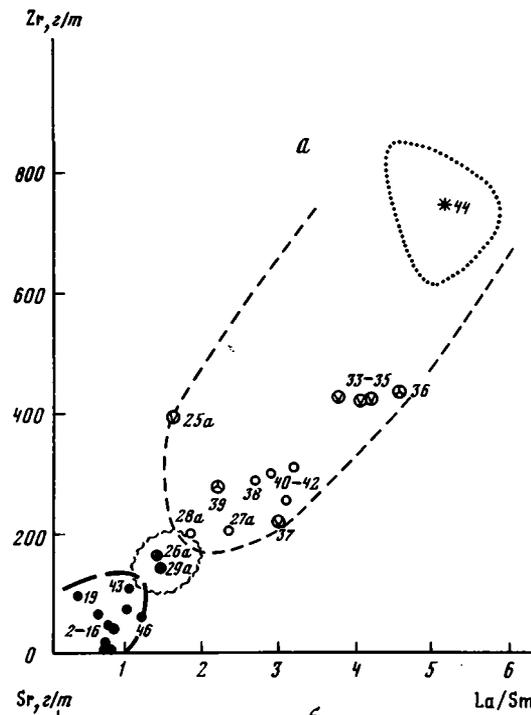
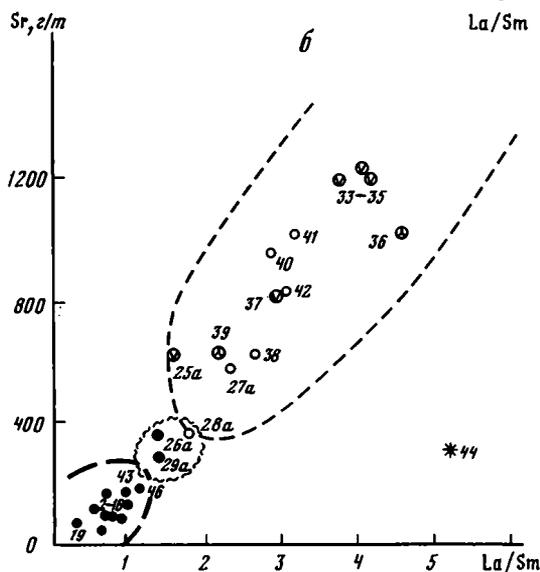


Рис. 21. Диаграммы $Zr - La/Sm$ (а) и $Sr - La/Sm$ (б) пород океанической коры

Рис. 21. Диаграммы $Zr - La/Sm$ (а) и $Sr - La/Sm$ (б) пород океанической коры

Точечным контуром показано поле составов трахитов. Остальные условные обозначения см. на рис. 20



Этим определяется, по-видимому, и относительно небольшое обогащение пород легкими РЗЭ, доходящее до 3—4-кратного по сравнению с первичной выплавкой. Однако изучение фенокритов и характера накопления ряда литофильных элементов свидетельствует также о фракционировании плагиоклаза и клинопироксена [Clague, Beeson, 1980]. Сегрегация клинопироксена приводит к преимущественному накоплению в расплаве лантана и повышению La/Sm отношения. Удаление кристаллов титаномагнетита на последних стадиях эволюции расплава приводит к относительному обеднению гавайитов титаном. Дифференциация расплавов, вероятно, протекала быстро. Возможно, именно с этим связано и отсутствие промежуточной камеры, установленное под вулканом Килауза. В целом для

Гавайско-Императорской цепи характерна большая выдержанность составов пород, не зависящая от характера основания вулканов и от возраста серии. В других вулканических зонах и обособленных подводных горах распространены сходные породы щелочной и иногда нефелинитовой серии [Рудник, Матвеевков, 1978; Kitano, 1970; Masuda, Nagasawa, 1975; Matthews et al., 1974].

Исследование магматизма Гавайской зоны дополняется данными о ксенолитах из толеитовой, щелочной и нефелинитовой серий [Jackson, 1968; Jackson, Wright, 1970; Frey, 1980]. В составе ксенолитов встречены породы, отвечающие различным уровням габброидных разрезов, изученных на абиссальных плитах (см. выше). Во всех сериях присутствуют ксенолиты кумулятивных основных и ультраосновных пород с преобладанием оливина среди кумулятивных минералов. Ритмам полосчатой серии отвечают: анортозиты, троктолиты, оливиновые и нормальные габбро, габбро-нориты, дуниты, верлиты, гарцбургиты, иногда вебстериты. Специального рассмотрения требует вопрос: образованы эти породы в магматической камере при фракционировании гавайских толеитов и щелочных базальтоидов или принадлежат более древним комплексам Тихоокеанской плиты?. В щелочных базальтоидах и нефелинитах весьма многочисленны также ксенолиты метаморфизованных мантийных пород: дунитов, лерцолитов, верлитов, гранатовых перидотитов и гранатовых пироксенитов. Породы деформированы и рекристаллизованы. Представляют ли эти породы релит, оставшийся в области магмогенерации, или они захвачены из более высоких горизонтов мантии — пока остается неясным. Установленные различия по изотопному составу редких газов в веществе ультраосновных ксенолитов и вулканитов щелочно-базальтовой серии могут свидетельствовать об их происхождении из разных мантийных источников (Kaneoka, Takaoka, 1980). Близость составов анализированных ксенолитов и пород серии абиссальных толеитов определялась, вероятно, захватом материала ксенолитов из древней литосферы, на которую наложен внутриплитный вулканизм. Абсолютный возраст образцов лерцолитов по соотношению изотопов свинца был определен в 3,5 млрд лет [Mogioka, Kugoshi, 1975].

Толеитовые и щелочные комплексы океанических поднятий изучены нами на поднятиях Шатского и Хесса [Рудник и др., 1981; Строение..., 1984; Initial..., 1981, vol. 62]. На поднятиях Обручева и Магеллановом скважинами пройдены толеитовые базальты [Initial..., 1973, vol. 17; 1980, vol. 55]. Наиболее пол-

Таблица 5
Химический состав пород II слоя на океанических поднятиях, % вес.

Окисел	1912/1 (2)	1912/2 (2)	1912/3	1912/4	1922/1	1922/2
	33	34	35	36	37	38
SiO ₂	47,05	45,46	46,86	48,21	47,97	42,07
TiO ₂	2,84	3,15	2,94	4,23	3,82	3,53
Al ₂ O ₃	18,79	16,62	16,91	14,02	13,62	17,22
Fe ₂ O ₃	7,96	9,66	9,02	11,09	12,57	7,73
FeO	1,38	1,80	2,32	1,92	2,18	2,17
MnO	0,17	0,22	0,20	0,21	0,07	0,21
MgO	2,57	2,98	2,89	1,54	1,98	2,90
CaO	6,59	7,52	7,42	7,24	6,20	10,14
Na ₂ O	3,10	3,00	2,94	3,77	3,18	2,61
K ₂ O	2,16	1,88	2,04	3,51	3,86	2,13
H ₂ O ⁺	3,02	3,13	2,83	0,92	2,21	2,94
H ₂ O ⁻	2,50	2,57	1,98	1,09	1,46	2,27
P ₂ O ₅	1,24	1,58	1,15	1,82	1,13	3,09
Сумма	—	—	99,50	99,57	100,25	99,46

Таблица 5 (окончание)

Оксид	1922/8	1923/9	1923/16	1923/17	464 (3)
	39	40	41	42	43
SiO ₂	45,91	46,62	45,22	42,89	46,16
TiO ₂	4,16	3,83	2,98	3,79	1,74
Al ₂ O ₃	16,82	17,60	16,51	14,84	15,95
Fe ₂ O ₃	9,82	8,74	7,25	10,49	6,38
FeO	1,09	1,76	3,29	2,73	6,81
MnO	0,40	0,25	0,14	0,28	0,27
MgO	2,10	3,22	4,31	4,96	7,85
CaO	6,60	8,00	12,06	11,60	4,32
Na ₂ O	3,65	2,28	2,22	2,05	3,23
K ₂ O	3,51	1,49	1,14	1,45	1,25
H ₂ O ⁺	1,46	2,00	1,76	2,28	2,76
H ₂ O ⁻	2,44	2,18	1,51	2,00	4,82
P ₂ O ₅	1,48	0,95	0,96	1,16	0,09
Сумма	99,51	99,61	99,47	100,50	—

Оксид	465 (18)	1896/1	1896/2	1896/2a	192
	44	45	46	47	48
SiO ₂	59,66	46,24	46,04	46,97	44,80
TiO ₂	1,03	1,23	1,54	1,31	2,00
Al ₂ O ₃	18,76	15,62	15,29	15,89	13,81
Fe ₂ O ₃	2,97	9,46	8,77	9,47	12,01
FeO	0,56	2,19	2,81	2,29	—
MnO	0,034	0,09	0,10	0,11	0,12
MgO	1,03	6,44	7,61	6,80	2,53
CaO	4,32	8,23	8,48	7,21	10,45
Na ₂ O	5,12	2,51	2,16	2,49	1,50
K ₂ O	4,80	1,39	1,34	1,56	0,61
H ₂ O ⁺	1,56	2,63	2,28	2,85	—
H ₂ O ⁻	1,84	3,19	2,69	3,19	12,00
P ₂ O ₅	0,36	0,17	0,15	0,15	0,17
Сумма	—	100,29	99,26	100,29	100,00

Примечание. Анализы 33—42, 45—47 выполнены в химической лаборатории ГИН АН СССР, аналитики Г. Ф. Галковская, В. Б. Рычкова, Н. Л. Калашникова. Анализы 43, 44 приведены по данным [Initial..., 1981, vol. 62], анализ 48 — по данным [Initial..., 1980, vol. 55]. 33—42 — породы поднятия Хесса со станций 1912, 1922 и 1923; 38, 40—42 — щелочные базальты; 33—35, 37 — гавайиты; 36, 39 — муджиериты; 43, 44 — породы поднятия Хесса из скв. 464, 465 (средние составы); 43 — толентовый базальт, 44 — трахит; 45—47 — толентовые базальты с поднятия Шатского со станции 1896; 48 — толентовый базальт с поднятия Обручева из скв. 192.

ная характеристика комплексов II слоя получена на поднятии Хесса. По данным бурения здесь установлена близкая возрастная последовательность излияний разного состава со сменой толентов (скв. 464) щелочными базальтоидами. Трахиты в южной части поднятия (скв. 465) изливались одновременно с осадконакоплением, начавшимся на севере в раннем альбе. Разрез верхов II слоя, изученный по скв. 465 и надстраивающийся вниз по данным драгировок, может быть использован как опорный для океанических поднятий (см. рис. 13). Его основная часть (2 км по мощности) сложена чередующимися потоками щелочных базальтов, гавайитов и муджиеритов. Как в этом разрезе, так и на поднятии Шатского характер изученных пористых пиллоу-лав и признаки мелководности перекрывающих осадков свидетельствуют об излиянии базальтоидов уже в пределах подня-

Таблица 6

Содержание малых и редкоземельных элементов в породах океанических поднятий, г/т

Элемент	1912 (9)	1922 (4)	1923 (3)	464 (3)	465 (18)	1896 (1)	19В—204 (1)	В2—В15 (9)
	33а	37а	40а	43	44	46	49	50
Zr	425	264	284	111	746	59	—	—
Sr	1154	689	932	167	301	177	—	—
La	64,8	59,0	51,0	5,0	82,5	4,2	67	34,6
Ce	97,0	82,0	77,0	13,2	171,0	10,0	23	38,0
Nd	—	—	—	—	—	—	—	38,1
Sm	10,2	14,0	10,7	3,2	10,5	2,3	9,1	9,29
Eu	3,3	4,1	3,4	1,2	3,0	1,5	3,0	2,91
Tb	1,6	2,5	2,2	0,68	1,3	—	—	—
Yb	3,4	4,4	2,9	2,27	2,9	1,8	7,1	6,1
Lu	0,49	0,63	0,43	0,36	0,5	0,32	1,3	0,86
La/Sm	4,2	2,7	3,1	1,0	5,2	1,2	4,8	2,4

Примечание. Приведены средние содержания элементов в породах по станциям и скважинам. Анализы 33а—40а, 46 выполнены в химических лабораториях ИМГРЭ и ГИН АН СССР, аналитики С. Ляпунов, В. Мишакова, В. Чудинов. Анализы 43, 44 приведены по данным [Initial..., 1981, vol. 62]. Анализ 49 пород с южного блока поднятия Шатского приведен по данным [Preliminary..., 1981]; анализ 50 пород с северного блока поднятия — по материалам [Masuda, Nagasawa, 1975].

тий, возвышавшихся над соседними абиссальными плитами (см. выше). Для трахитов красноцветный характер изменений свидетельствует, возможно, о субазральном выветривании.

Толитовые базальты поднятий по всем петрохимическим параметрам могут рассматриваться как абиссальные толиты обогащенного или промежуточного типа (табл. 5, 6). Величина отношения FeO^*/MgO составляет в базальтах 1,4—2,6, La/Sm — 1,0—1,2, что соответствует максимальным значениям, известным в породах смежных абиссальных плит. Обогащение базальтов редкоземельными элементами в 12—15 раз больше по сравнению с хондритовым, так же как и в дифференцированных членах абиссальных серий. На диаграммах AFM, P_2O_5 — TiO_2 , Zr — Sr , Zr — La/Sm и Sr — La/Sm (см. рис. 17, 20, 21) точки составов этих пород ложатся в поле абиссальных толитов обособленно от составов щелочных базальтоидов. Островные толиты не были встречены нигде в пределах поднятий.

Породы щелочно-базальтовой серии поднятия Хесса отличаются от океанических толитов резким повышением содержания Ti и ряда литофильных элементов с крупными ионами, одновременным обеднением сидерофильными элементами и некоторой недосыщенностью SiO_2 (см. табл. 5, 6). Эволюция состава серии от щелочных базальтов до гавайитов и муджиеритов характеризуется возрастанием в них общей щелочности (особенно K_2O) до 7%, а в трахитах — до 10—11% — сходно со щелочным трендом Гавайев. Обогащение пород щелочами сопровождается накоплением других элементов (см. рис. 20, 21). При этом накопление P_2O_5 наблюдается от 0,95% в щелочных базальтах до 1,82% в муджиеритах, тогда как в гавайских породах предельное накопление P_2O_5 достигает 1,2%. Накопление Sr наблюдается до 1100 г/т в муджиеритах и гавайитах против 700 г/т в аналогичных породах Императорской зоны. В конечных членах серии, трахитах, содержание P , Ti , Sr снижается. Накопление Zr продолжается и в трахитах — вплоть до 700 г/т.

Величина отношения La/Sm в щелочных базальтах поднятия Хесса составляет около 3, в гавайитах и муджиеритах — обычно около 4, а в трахитах — 5 — 5,5. Такие значения, полученные для пород поднятия Хесса и южного блока поднятия Шатского, отражают их обогащение легкими РЗЭ, доходящее до 200-кратного по

сравнению с хондритом (см. рис. 19). Щелочные породы северного блока поднятия Шатского по распределению редких земель [Masuda, Nagasawa, 1975] сходны с наименее дифференцированными породами поднятия Хесса.

В целом щелочные породы океанических поднятий в ходе фракционирования расплава обогащаются легкими РЗЭ и всем комплексом литофильных элементов значительно больше, чем императорские и гавайские. Интенсивность накопления этих элементов, первоначально более высокие концентрации Р, Sr, Zr, La, повышенная роль летучих компонентов представляют специфику магматического процесса в пределах океанических поднятий. Особенности состава расплава, кристаллизацией в нем роговой обманки и частично пироксена определялось и быстрое обогащение расплава легкими РЗЭ при задержке накопления самария.

Обнаруженные на поднятиях высокодифференцированные породы щелочно-базальтовой серии и толеиты, близкие к абиссальным, резко различаются по составу. Смена состава лав с толеитового на щелочно-базальтовый, вероятно, была достаточно быстрой и резкой, с перерывом в излияниях не более 5 млн лет. Она определялась, возможно, большей глубиной мантийного источника щелочных расплавов, близкой к глубинам выплавления гавайских магм. Тектонические условия появления щелочных расплавов, сменивших толеиты, очевидно, были существенно иными, чем при внутриплитном магматизме. Кристаллизационная дифференциация в очагах океанических поднятий протекала более длительно, с накоплением большого количества летучих и последовательным обогащением расплава рядом литофильных элементов. Вместе с тем отмеченная специфичность магматических проявлений с образованием высокодифференцированных серий отличает поднятия и от участка тройного сочленения спрединговых зон, изученного в районе опорного разреза Хесса (см. выше).

Повышенная магматическая активность в структурах океанических поднятий определила формирование мощной линзы вулканитов на поверхности дна и огромного объема интрузивных пород в малоглубинных магматических очагах, образовавших раздвух мощности II и III слоев коры. Можно предполагать также существенную роль магматических кумулятов в образовании высокоскоростного горизонта в подошве коры. Однако при фракционировании базальтовых серий, по-видимому, не могло быть создано такого огромного объема основных—ультраосновных кумулятивных пород. Образование мощного "корня" из пород высокой плотности, скорее всего, было связано с интенсивным тектоническим скучиванием, предопределившим как заложение структуры поднятий, так и особенности их магматизма.

Неполнота материала не позволяет пока проследить взаимоотношения различных магматических комплексов: 1) толеитов на абиссальных плитах и на океанических поднятиях, 2) абиссальных толеитов и островных, характерных для внутриплитного вулканизма³. Связь островных толеитов с щелочно-базальтовой серией устанавливается как прямыми геологическими наблюдениями, так и по основным петрохимическим параметрам. В целом щелочно-базальтовый магматизм в линейных вулканических зонах несомненно оторван по времени и составу от магматизма абиссальных плит. Структуры вулканических зон и отдельных подводных вулканов носят явно наложенный характер.

Анализ имеющихся данных по магматизму севера Тихого океана не позволяет однозначно решить вопрос о причинах петрохимических неоднородностей во II слое. Это могут быть как неоднородности состава мантии, подвергшейся плавлению, так и различия в глубине и (или) степени плавления вещества. Определенные провинциальные различия в составе океанических пород касаются, например,

³ Существенные данные для обсуждения этого вопроса получены в последнее время при изучении латеральных вариаций состава базальтовых стекол "нулевого возраста" в зоне Срединно-Атлантического хребта [Дмитриев и др., 1984; Melson, O'Hearn, 1986].

величины отношения La/Sm или содержания TiO_2 в толеитах абиссальных плит, как это видно при сравнении материалов по опорному разрезу и скв. 303, 304, 307. Такие различия, однако, не определяют особенностей магматического процесса, общих для всех рассмотренных участков абиссальных плит. Установленная близость составов меловых базальтоидов с абиссальной плиты северо-запада Тихого океана и позднекайнозойского магматического комплекса из спрединговой зоны свидетельствует о сходстве условий отделения толеитовых магм и их фракционирования в магматической камере. Это подтверждает вероятность развития спрединга при формировании меловой коры на северо-западе океана, показывает постоянство хода магматических процессов в последние 130 млн лет. Характер магматических проявлений на поднятиях (древних с одной стороны и наложенных с другой) также оказывается независимым от их пространственного расположения и возраста. Проведенный анализ показывает, что глубинным тектоническим неоднородностям внутри Тихоокеанской плиты всегда отвечают особенности магматического процесса, создающего неоднородности во II и III слоях коры. Эти петрохимические неоднородности увеличиваются в ходе внутриплитного магматизма.

ГЛАВА ТРЕТЬЯ

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ НА СЕВЕРО-ЗАПАДЕ ТИХОГО ОКЕАНА

Использование буровых и магнитометрических данных позволило определить возраст коры на крайнем западе Тихого океана как позднеюрский. Наиболее древние участки дна расположены, вероятно, в районе Маркус-Уэйк. Севернее возраст коры омолаживается, как об этом можно судить по магнитным аномалиям, представляющим систему изохрон на океаническом дне [Larson, Chase, 1972; Heezen, Fornari, 1975; Hilde et al., 1976]. Начало осадконакопления на поднятиях Шатского (на юге) и Магеллановом, на абиссали в районе скв. 196 (?) установлено в титонское время, а на участке скв. 303, 304 и 307 — в неокOME.

В меловое время наращивание океанической коры западнее поднятия Шатского происходило в северо-западном, восточнее поднятия — в северо-восточном направлении. Р. Ларсон, Д. Хилде и другие предположительно связывают базальтовый магматизм и формирование коры с зонами спрединга, подобными современным. Абиссальные толеиты, изученные на северо-западе океана, действительно сравнимы по составу с породами Восточно-Тихоокеанского хребта. Однако данных для доказательства закономерного симметричного спрединга в мезозойской части Тихого океана пока нет, так как на современном океаническом дне сохранились лишь фрагменты древних спрединговых систем (см. рис. 3). Остаются неясными и причины некоторых изменений в ходе магматического процесса, формировавшего океаническую кору. Недостаточность данных пока не позволяет объяснить, почему изменялась степень дифференцированности толеитовых серий, темпы накопления в них титана и других элементов. Остается неясным, связаны ли эти изменения с некоторыми вариациями глубины выплавления толеитовой магмы, величины давления в зоне спрединга или состава мантии, подвергшейся плавлению.

На океанических поднятиях Шатского, Хесса и других кора оказывается одно-возрастной с абиссальными плитами. Мелководный характер ранних осадков и предшествовавших базальтовых излияний отвечает уже существовавшим поднятиям в рельефе дна. Соответственно можно предполагать и заложение поднятий как структурных единиц с их повышенной мощностью коры и особенностями глубинного разреза. Образование поднятия Шатского относится, по-видимому, к

позднеюрскому времени, поднятия Хесса — к апт-альбскому, а поднятия Обручева — к позднемеловому. Следовательно, одновременно с корообразованием на абиссальном фоне северо-запада Тихого океана создавались крупные тектонические неоднородности, существующие доныне. Возникновение их внутри единой плиты или между плитами остается неясным. Очевидно, можно допустить, вслед за Р. Ларсоном и другими авторами, образование поднятий вблизи тройного сочленения плит. Однако выше показано, что механизм их формирования в ходе растяжения и спрединга находится в противоречии с геологическими данными. Значительно более обосновано представление о росте поднятий при сжатии и скучивании литосферного материала, которое могло происходить вблизи точки тройного сочленения — между ветвями действующей спрединговой системы.

Эпизоды скучивания, проявившиеся в ходе создания океанической коры, предопределили, по-видимому, длительное развитие эффузивного и интрузивного магматизма на поднятиях, выплавление щелочно-базальтовых магм и их дифференциацию с накоплением летучих. Пока неизвестно, чем вызвано изменение глубины и режима магмогенерации на поднятиях, приведшее к смене толетового магматизма щелочным. Не ясно, явилось ли причиной сжатие в литосфере или непосредственно раздув коры и образование глубокого "корня". Общие различия магматизма поднятий и абиссальных плит несомненны. Последующее накопление океанических осадков в их пределах тоже протекало различно.

Процессы предполагаемого скучивания на северо-западе Тихого океана возобновлялись неоднократно. Наиболее значительные проявления скучивания относятся, по-видимому, к апт-альбскому времени, когда были сформированы поднятия Хесса, Мид-Пацифик, Онтонг-Джава (рис. 22). На поднятии Шатского к этому моменту относятся существенные дислокации осадочного слоя. Примерно тем же временем датируется и вспышка внутриплитного вулканизма на западе региона [Matthews et al., 1974]. Такое усиление тектонической и магматической активности оказывается связанным с началом спокойной магнитной эпохи и предполагаемым возрастанием скорости спрединга [Larson, Pitman, 1972]. За время спокойной магнитной эпохи устанавливается перестройка спрединговой системы и оформление к маастрихтскому времени Восточно-Тихоокеанского поднятия.

В результате изучения пород II слоя и перекрывающих осадков для ряда тихоокеанских структур получены сведения как о палеоглубинах, так и о палеоширотах для определенных интервалов времени. Это позволяет в общих чертах судить об истории тектонических движений на северо-западе океана. Как показано выше, в каждом из тектонических элементов выявляются признаки значительной мелководности в начале развития и "океанического погружения", происшедшего за время седиментации. Особенно малые глубины дна устанавливаются по вулканическим образованиям различных поднятий. На поднятиях Шатского, Хесса и Обручева определен мелководно-морской характер лавовых излияний. В Императорской зоне получены даже доказательства субзарельных извержений. Для неокомского времени на юге поднятия Шатского палеоглубины оцениваются в несколько сотен метров [Douglas, Moullade, 1972]. В западной части абиссальной области предполагается глубина седиментации около 1,5 км [Initial..., 1973, vol. 20]. Уже в апт-альбское время на обеих структурах устанавливается опускание дна на 1,5—2 км. На юге поднятия Хесса резкое погружение и начало глубоководной седиментации относятся к сеноман-туронскому времени, в северной части поднятия Обручева — к началу кайнозоя.

В кайнозойское время значительные погружения развивались вдоль простирания Императорской вулканической зоны, постепенно захватывая все более южные участки. Последовательное увеличение глубин от 0 до 1,9 км прослежено по материалам скв. 433 на горе Суйко. Общее погружение дна за время 140 млн лет как на абиссальной плите, так и на поднятии Шатского можно оценить в 3—4 км. На поднятии Хесса величина погружения за 100 млн лет составила.

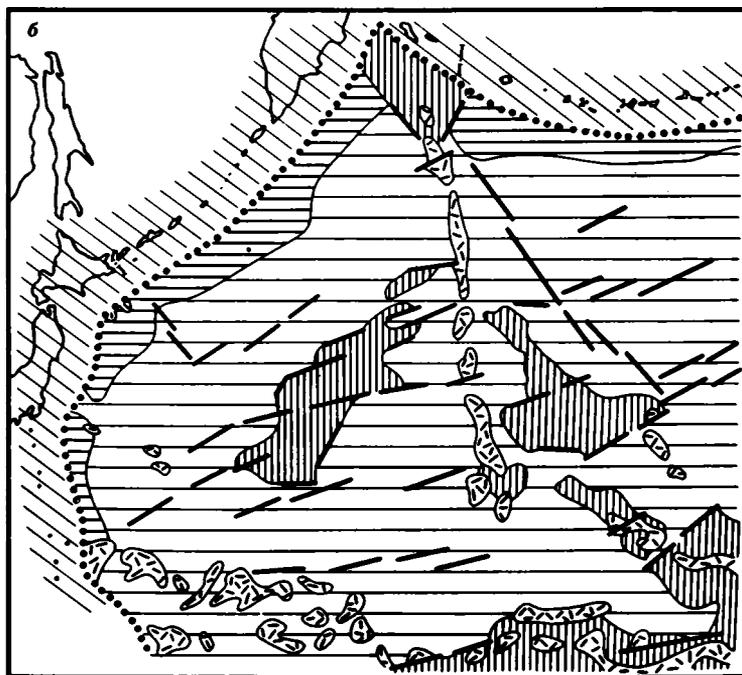
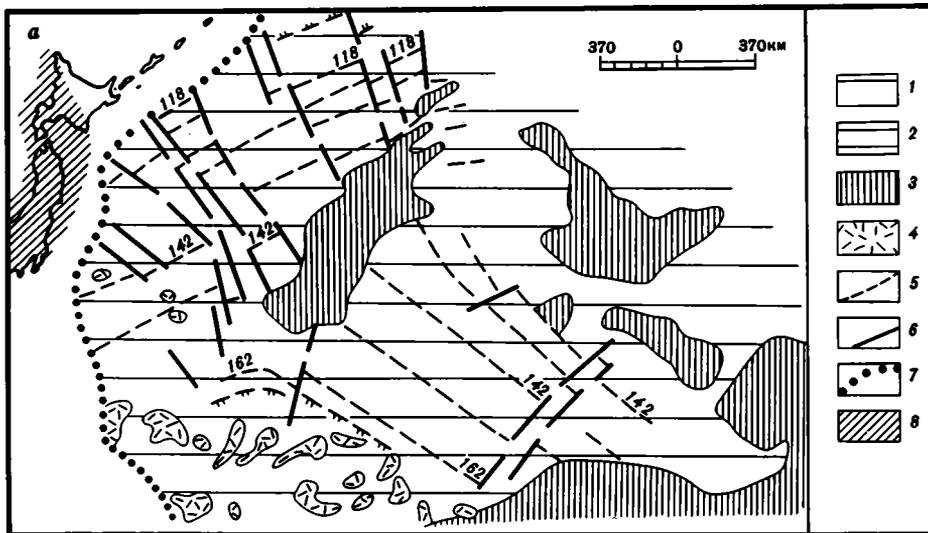


Рис. 22. Структурный план северо-западной части Тихого океана в позднем мезозое и кайнозое

a — тектонические элементы альб-сеноманского времени; *b* — позднекайнозойские тектонические элементы. 1—4 — океанические структуры (в современном расположении): 1 — абиссальные плиты, 2 — краевые валы, 3 — океанические поднятия, 4 — зоны внутриплитного вулканизма; 5 — система поздне-мезозойских магнитных аномалий (цифрами обозначены возрастные датировки по [Engebretson et al., 1985]); 6 — разломные зоны; 7 — современные ограничения Тихоокеанской плиты; 8 — структуры поздне-мезозойской и позднекайнозойской континентальной окраины (в современном положении относительно океанической плиты)

вероятно, около 2—3 км. На севере поднятия Обручева величина только кайнозойского погружения (около 65 млн лет) превышает 3 км, а в Императорской зоне — составляет порядка 2 км. Таким образом, погружение не было равномерным в разных участках океанического дна. Поэтому его трудно объяснить только опусканием поверхности плиты по мере удаления от спредингового хребта. Скорее можно думать, что после формирования II слоя в океане происходил более сложный процесс перераспределения литосферного материала. Его наибольшую интенсивность следует предполагать в первые 10—20 млн лет после कोरोобразования. Отсюда — неодновременность погружения в структурах с разным возрастом коры.

К настоящему времени в результате перераспределения материала почти на всей площади достигнуто состояние изостатического равновесия [Гайнанов и др., 1974]. Исключение составляет юго-восточная часть Гавайско-Императорской цепи — район наиболее поздних вулканических проявлений. В краевой северо-западной части литосферной плиты происходит нарушение равновесия в результате ее погружения в сторону желоба. Общее опускание горы Сысоева за 70—80 млн лет может быть оценено более 3,5 км.

Реконструкции горизонтальных перемещений Тихоокеанской плиты основаны прежде всего на магнитометрических данных [Larson, Chase, 1972; Hilde et al., 1976]. Сравнение формы и взаимного расположения магнитных аномалий в системах Японской, Гавайской и Феникс позволяет считать, что их формирование происходило близко к палеоэкватору¹. Предполагается их бывшее расположение на 40° южнее современного и последующее перемещение к северу с поворотом по часовой стрелке, чему соответствует и кайнозойская история Гавайско-Императорской цепи. Эта модель удачно подтверждается палеомагнитными измерениями в центральной и северо-западной частях океана (скв. 45, 51, 52, 195, 303, 304, 305, 307, 310, 430, 432, 433, 464, 465, 466). Так, в базальтах скв. 303, 304, 307 остаточное магнитное наклонение отвечает палеоширотам 6—15° к северу или к югу от экватора. Данные по базальтам и трахитам поднятия Хесса, несколько более молодым, также свидетельствуют об их формировании в низких широтах. Для базальтов Императорской зоны предполагаемые палеошироты отвечают в ряде случаев современной широте о. Гавайи (19,5° с.ш.); для палеоценовых пород горы Суйко определено формирование вблизи 27° с.ш., изменение широты может составлять 15—20°.

Данные о характере океанических осадков и их диахронном изменении, некоторые выводы по палеоэкологии бентосных микроорганизмов также соответствуют установленной широте для Тихоокеанской плиты. Так, отмечается расположение участков дна с тропическими маастрихтскими фораминиферами в области современного распространения бореальных форм — в 20° севернее тропических широт [Саидова, 1980]. В районе горы Сысоева можно предполагать тектоническое сближение структур океана и континентальной окраины. Вместе с тем прямых данных о масштабах взаимного перемещения структур пока еще не получено.

Анализ ряда фактов накладывает определенные ограничения на построения тектоники плит в северной части Тихого океана. Так, обилие вулканического материала в позднекайнозойских абиссальных осадках свидетельствует об условиях седиментации вблизи зоны островных дуг — по крайней мере с конца миоцена. Этому соответствует и устойчивое расположение ареала высокой продуктивности диатомовых на северо-западе океана, прослеженное для позднемiocен-четвертичного времени [Орешкина, Радионова, 1986]. Гемипелагический характер неогеновых осадков Японского вала определялся их накоплением в сравнительной близости от суши. Постоянство источников сноса терригенного материала в позднем кайнозое указывает на нахождение поднятия Обручева не далее чем в

¹ Палеомагнитный экватор был рассчитан для положения Северного полюса — 50° с.ш. и 30° в.д.

300—400 км от его современного положения. Между тем последние оценки для севера Тихоокеанской плиты дают скорость ее движения относительно Камчатки — 9 см/год [Plate-tectonic..., 1981]. При стабильности этого параметра относительное перемещение тихоокеанских структур за неоген-четвертичное время могло бы составить до 2000 км. Подобное противоречие требует серьезной проверки.

В рамках самой модели расхождения плит в Северо-Западной Пацифике (даже при использовании только магнитометрических данных) тоже возникают определенные трудности. Развитие мезозойского спрединга в хребте Кула-Пацифик предполагает противоположно направленное движение плит Кула и Тихоокеанской от центра спрединга. Северный дрейф плиты Кула действительно мог привести к ее поглощению в зоне субдукции. Но реконструкция для Тихоокеанской плиты оказывалась сложной. Увязка южного дрейфа плиты в ходе спрединга с ее перемещением из низких широт к северу требовала весьма сложных геометрических построений. Без основательных геологических доказательств такие построения представляются искусственными.

Возможность достаточно произвольного моделирования перемещения тихоокеанских плит для объяснения современной картины магнитных аномалий видна при сравнении реконструкций разных авторов. Так, для конца мела реорганизация границ плит с образованием зоны Восточно-Тихоокеанского хребта изображается то в виде резкого перескока [Larson, Chase, 1972] или серии небольших скачков спрединговой оси [Winterer, 1976], то в виде ее постепенного разворота [Hilde et al., 1976], то в виде сдвиговых смещений вдоль линии Императорского трога — островов Лайн [Farrar, Dixon, 1981], то как следствие новообразования плиты Кула [Woods, Davies, 1982]. В последнем варианте реконструкций возраст гипотетической плиты Кула изменен с раннемезозойского на позднемеловой, а для более раннего этапа предполагается существование в Северо-Западной Пацифике другой плиты, названной Изанаги. Еще более новая модель включает в картину перемещений маленькую плиту Чинук, возникшую одновременно с плитой Кула в самом конце спокойной магнитной эпохи [Rea, Dixon, 1983]. В последних публикациях вместо единой плиты Изанаги в модели включены обособленные плиты Изанаги I и Изанаги II [Engebretson et al., 1985]. Отсутствие в магнитном поле следов границы Изанаги — Фараллон объясняется авторами существованием здесь трансформной границы в раннем мелу и конвергентной границы в позднем мелу. Подобные реконструкции, при всей их видимой детальности, все более удаляются от фактических данных. Для суждения о направлении и масштабах перемещения плит необходим анализ конкретных геологических структур и выбор подходящих геологических реперов для сравнения.

Наличие внутриплитных нарушений, установленных, например, у разлома Кла-рион, значительно усложняет предполагаемую картину перемещений. Подобные нарушения на абиссальных плитах, а также ранняя история океанических поднятий, связанная с тектоническим скучиванием, показывают большую мобильность литосферного материала. В конце юры — начале мела аномальные структуры поднятий с их мощными "корнями", погруженными в мантию, явились зонами наиболее длительного развития магматизма, формировавшего II и III океанические слои. Седиментация происходила здесь уже в условиях достаточной стабильности структур. Осадки I слоя залегают спокойно, хотя и более нарушены, чем в пределах абиссальных участков. Разломные ограничения поднятий, очевидно, уже существовали в начале кайнозоя. Установление системы океанических палеотечений и существование четких ограничений обусловили неотложение и размыв осадков, отмеченные на западе поднятия Шатского, в северных районах поднятия Хесса и на Императорских горах.

Современная разломная система северо-запада Тихого океана, по-видимому, заложена в палеогене. Образование крупных разломов на абиссальной плите, их продолжение внутрь поднятий отвечают уже достаточной жесткости литосферы.

Заложение линейных вулканических зон, секущих предшествующие структуры, также может быть связано с большой жесткостью литосферного материала, распространением хрупких деформаций и зон проницаемости на значительную глубину. Отметим, что в середине мела расположение внутриплитных вулканических структур на северо-западе океана не было закономерным. И только в палеогене началось развитие линейной Императорской зоны вулканов, последовательно наращивавшейся к югу. В всех случаях источники внутриплитного щелочно-базальтового магматизма были связаны с одним мантийным уровнем и, видимо, сравнимы по глубине с источниками щелочных магм, отмеченными выше для океанических поднятий. Ход дифференциации расплавов при внутриплитном магматизме был, однако, иным — с умеренным накоплением литофильных элементов и быстрой подачей магмы на поверхность. Образование линейных вулканических зон и молодой системы разломов показывает, что становление общей жесткой структуры на северо-западе Тихоокеанской плиты связано именно с кайнозойским временем. Особенно значительные хрупкие деформации относятся к позднему кайнозою (см. рис. 22).

Возможно, что только кайнозойская история Тихоокеанской плиты полностью отвечает представлениям новой глобальной тектоники. Более раннее развитие структур связано, вероятно, с этапами их стабилизации, перехода литосферы от достаточно пластичного и мобильного состояния к жесткому. В целом выявляются значительная неоднородность океанических структур и сложность их развития, противоречащая, по-видимому, первоначально схематичным представлениям о Тихоокеанской литосферной плите с ее жесткой и пассивной внутренней структурой.

ТЕКТОНИКА ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ СЕВЕРО-ВОСТОКА АЗИИ

ГЛАВА ПЕРВАЯ

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ КРАЕВОЙ ЧАСТИ ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКОГО КОНТИНЕНТА

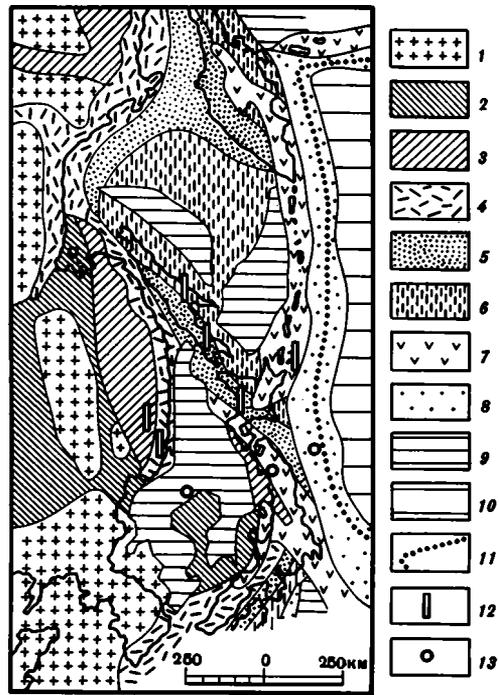
Становление позднемезозойской континентальной коры в областях северной периферии Тихого океана было связано с формированием складчатых сооружений мезозоид, широчайшим проявлением гранитоидного магматизма и метаморфизма. В Азии граница позднемезозойского континента отмечена звеньями Восточно-Азиатского вулканического пояса мелового возраста. Комплексы-показатели формирования континентальной коры, представленные позднемезозойскими андезитовыми сериями, интрузиями калиевых гранитоидов и молассаами, распространены на огромных площадях Северо-Восточной Азии. Однако эти площади включают весьма разнородные и разновозрастные структуры. Участки с дорифейской, позднепалеозойской и позднемезозойской корой оказываются сближенными в пространстве (рис. 23) [Тектоника континентальных..., 1980; Klimetz, 1983]. Отдельные фрагменты древней континентальной коры обнаруживаются также и в области современной активной континентальной окраины.

Древние континентальные структуры востока Сибири и Северо-Китайской платформы были сформированы в течение архея—раннего протерозоя [Тектоника континентальных..., 1980; Мишкин, 1981; Геология Кореи, 1964]. Они протягиваются вплоть до Аяна и п-ова Корея — в краевую часть позднемезозойского континента. Близкие по возрасту метаморфические комплексы известны в пределах Восточно-Чукотского поднятия, Омолонского, Тайгоносского, Охотского и других массивов [Тильман и др., 1975; Жуланова, 1974, 1987; Гринберг, 1968; Мишкин, 1981; Шульдинер, 1982; и др.]. Общий характер разрезов архея выдерживается постоянным во всех районах. В их составе отмечаются породы меланократового основания и глубокометаморфизованный комплекс, образованный по базальтоидам, грауваккам, кремнистым и карбонатным породам [Тектоника континентальных..., 1980]. Формирование архейских комплексов во всех районах, складчатость и региональный метаморфизм гранулитовой фации имели место в сходной структурной обстановке. Глубинность процесса гранулитового метаморфизма для условий современной Земли может быть оценена более 20 км [Винклер, 1979]. В архее даже при определенной специфичности температурного режима глубины погружения и гранулитового метаморфизма все же должны были быть весьма значительными.

Нижнепротерозойские комплексы сложены основными вулканитами и осадочными породами, метаморфизованными обычно в амфиболитовой фации. Они наиболее широко распространены в пределах Ханкайского массива на западе Приморья [Геология СССР, 1969; Мишкин, 1981]. Здесь, как и в платформен-

Рис. 23: Тектоническая схема Северо-Восточной Азии

1—3 — области с континентальной корой: 1 — докембрийского возраста, 2 — пермского возраста, 3 — мелового возраста; 4—6 — система меловой континентальной окраины: 4 — структуры палеодуги — вулканического пояса, 5 — структуры палеожелоба, 6 — зона сучивания и обдукции; 7, 8 — система позднекайнозойской континентальной окраины: 7 — вулканические островные дуги, 8 — глубоководные желоба; 9 — зоны деструкции континентальной коры; 10 — область с океанической корой; 11 — граница Тихоокеанской плиты; 12 — расположение разрезов мел-палеогеновых отложений, показанных на рис. 25; 13 — расположение кайнозойских разрезов, показанных на рис. 45



ных массивах северо-востока КНДР, метаморфический комплекс образован по породам преимущественно карбонатно-терригенного состава. Детальное изучение минеральных ассоциаций позволило оценить термобарические условия метаморфизма, соответствующие глубинности процесса около 15 км [Мишкин, 1981]. Сходство первичного состава и характера метаморфизма нижнепротерозойских образований на Ханкайском массиве и в краевой части Северо-Китайской платформы позво-

ляет предполагать былое единство этих структур. Возраст метаморфизма оценивается для Ханкайского массива значениями 1650 и 1517 млн лет (К—Аг-метод²) [Мишкин, 1981]. В это время, в конце раннего протерозоя, во всех древних комплексах установлено проявление складчатости и гранитизации, сопровождавшееся диафторезом пород гранулитовой фации. В ряде мест отмечено внедрение интрузий гранитоидов, на востоке Алданского щита изучены образования сложного вулканоплутонического комплекса [Тектоника континентальных..., 1980]. В результате всей структурной перестройки ко времени около 1,6 млрд лет назад на огромных площадях Восточной Азии были сформированы древние структуры с континентальной земной корой³.

Во многих районах они перекрыты слабометаморфизованными шельфовыми комплексами рифея—палеозоя, терригенными и карбонатными. Шельфовому осадконакоплению должны были предшествовать значительные перемещения в новообразованной коре с выведением на поверхность весьма глубинных метаморфических пород. Проявление нескольких этапов деструкции коры выразилось в образовании блоков разного масштаба, нередко с их отчленением в виде фрагментов и заложением как узких грабенообразных зон, так и крупных областей с субокеанической корой. В современной структуре участки Алданского щита, древние кристаллические массивы, районы распространения шельфовых платформенных и миогеосинклинальных комплексов, сформировавшихся на континентальной коре, занимают около половины площади Северо-Восточной Азии. Между ними располагаются области, развивавшиеся в палеозойское и мезозойское время на океанической коре.

Комплексы-показатели формирования "гранитного" слоя в девонское и позднепермское время встречаются на ряде участков. Структуры с позднепалеозойским

² Далее радиологические определения К—Аг-методом даются без специальных указаний.

³ "Праконтиненты", по терминологии Г. Штилле [1964].

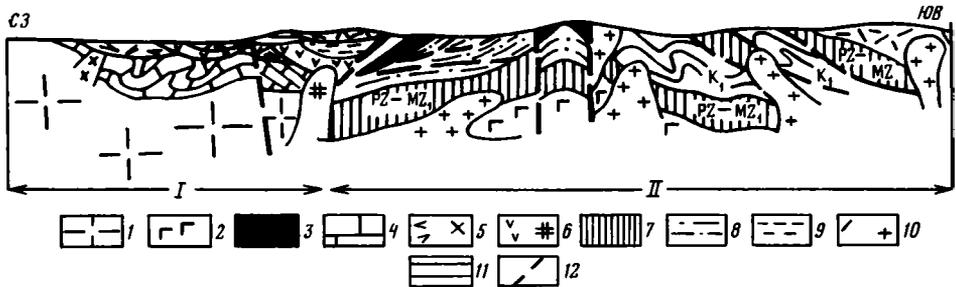


Рис. 24. Схема строения Южного Приморья [Мазарович, 1985]

1 — породы дорифейской континентальной коры; 2 — фрагменты палеозойской океанической коры; 3 — тектонические пластины габброидов; 4 — рифейско-палеозойский карбонатно-терригенный комплекс; 5, 6 — вулканоплутонические комплексы палеозойской континентальной окраины; 5 — девонский (а — известково-щелочные вулканиты, б — гранитоиды); 6 — пермский (а — известково-щелочные вулканиты, б — гранитоиды); 7 — кремнисто-терригенный комплекс верхнего палеозоя — нижнего мезозоя; 8 — вулканогенно-кремнисто-терригенный комплекс нижнего мезозоя; 9 — мезозойские молассоидные образования; 10 — вулканоплутонический комплекс позднемезозойской континентальной окраины (а — известково-щелочные вулканиты, б — гранитоиды); 11 — меловой терригенный комплекс; 12 — разломные нарушения. I — область дорифейской континентальной коры; II — область меловой континентальной коры

“гранитно-метаморфическим” слоем, протянувшиеся с запада, слагают сравнительно небольшие площади севернее и южнее Ханкайского массива [Караулов, 1970; Геологическое..., 1966]. В пределах Туманган-Суйфунской зоны, на юго-западе Приморья и в смежной части КНДР, известны выходы пород меланократового основания, а также фрагменты палеозойского разреза, которые, вероятно, могут сопоставляться с образованиями океанической и переходной стадий развития структур. Со становлением коры в конце перми — начале триаса здесь были связаны складчатость, формирование пояса известково-щелочных средних и кислых эффузивов, внедрение гранитоидов с абсолютным возрастом от 180 до 250 млн лет, местами — накопление молассовых толщ (рис. 24) [Геология СССР, 1969; Игнатъев, 1974; Коренбаум и др., 1976].

Пояс наземного вулканизма протягивался на значительное расстояние по периферии Ханкайского массива и сочетался на востоке с морским терригенным прогибом. Для прогиба в пермское и раннемезозойское время предполагается осадконакопление в условиях шельфа и континентального склона [Мазарович, 1985]. Интересны сходство и территориальная близость в распространении верхнепермских и среднедевонских вулканоплутонических комплексов, формировавшихся вдоль континентальной окраины [Изосов, Рязанцева, 1977]. По своему характеру эти комплексы весьма сходны и с верхнемеловыми, за которые они нередко ошибочно принимались. Отличие палеозойских пород состоит в несколько повышенной щелочности. Сохранившиеся фрагменты вулканического пояса и отмеченного терригенного прогиба соответствуют элементам позднепалеозойской континентальной окраины. Их былая протяженность и очертания края континента в конце палеозоя сейчас не ясны. Роль позднепалеозойских структур в наращении континентальных площадей в целом была невелика. С позднетриасовым временем связано уже раздробление континентальной коры. В конце триаса — начале юры древние структуры в северных районах КНДР были нарушены образованием серии протяженных грабенов, таких, как Пучхонганский, Хэсан-Ривонский и др. В более восточных районах можно предполагать проявление деструктивных процессов большего масштаба [Берсенева, 1974; Мазарович, Рихтер, 1985].

Области с позднемезозойской континентальной корой обрамляют более древние структуры, значительно наращивая существовавшие континентальные зоны. Породы подстилающей океанической коры в ряде мест тектонически выведены на

поверхность. Разрезы отложений океанического и переходного комплексов в разных структурных зонах имеют неодинаковый возрастной объем [Тектоника континентальных..., 1980]. В таких зонах, как Алазейско-Олойская, выявляется длительное геосинклинальное развитие в палеозойско-мезозойское время. Для Южно-Ануйской зоны предполагается раскрытие в мезозое и формирование юрско-меловой вулканогенно-кремнистой толщи непосредственно на меланократовом основании.

В Сихотэ-Алине работами последнего времени выявлен ряд офиолитовых аллохтонов, показано широкое распространение на западе нижнемезозойских отложений [Мазарович, 1985; Мельников, Голозубов, 1986] (см. рис. 24). Породы древнее пермских известны только в очень небольших выходах и в экзотических глыбах внутри мезозойских отложений. Пермские и нижнемезозойские толщи по характеру могут быть отнесены к океаническому и переходному комплексам. В разрезах преобладают вулканогенно-кремнисто-глинистые и олистостромовые образования. Распространение диабазов и спилитов связано преимущественно с горизонтами среднего или верхнего триаса. Аналогичные нижнемезозойские толщ изучены и в Юго-Западной Японии, в частности в поясах Тамба и Самбосан [Geology..., 1977].

Меловые отложения Сихотэ-Алиня представлены терригенными и глинистыми породами и часто имеют флишоидный характер (рис. 25) [Меланхолина, 1965]. В их верхах заметно возрастает количество грубообломочного материала, особенно в восточных районах. Геосинклинальный разрез во внутренних частях "Главного Сихотэ-Алинского синклиория" заканчивается сеноман-туронскими слоями, содержащими фауну иноцерамов и актеонелл (в ларгасинской и удоминской свитах и их аналогах) [Иванов, 1964; Зонова, 1982; и др.]. В восточных районах Сихотэ-Алиня образования этого возраста начинают разрез вулканического пояса [Аблаев, 1974; и др.]. На юге Приморья меловые отложения представлены континентальной молассой, внизу сероцветной угленосной, а сверху — пестроцветной туфогенной, выполняющей ряд наложенных впадин на периклинальном погружении складчатого сооружения (никанская и коркинская серии) [Геология СССР, 1969; Геология Кореи, 1964].

Время основных складчатых деформаций в пределах "Главного синклиория" определяется как раннесенонское. Наличие грубообломочного материала, присутствие подводно-оползневых горизонтов в разрезе могут свидетельствовать о значительной подвижности и нарушениях в альб-туронское время. На западе Сихотэ-Алиня наиболее существенные деформации связаны, по-видимому, с концом юры — началом мела, когда была сформирована сложная чешуйчато-надвиговая структура [Мазарович, 1985]. Многочисленные срывы установлены здесь как внутри осадочного комплекса, так и в подошве комплекса габброидов, отвечающих нижним горизонтам коры.

Внедрение многочисленных гранитоидных интрузий в разных районах Сихотэ-Алиня относится преимущественно ко второй половине мела. Их абсолютный возраст от 125 до 60 млн лет [Геология СССР, 1966, 1969; Грачева и др., 1973; Коренбаум и др., 1976]. Для Юго-Западной Японии многочисленные определения дают значения абсолютного возраста гранитоидов от 120 до 40 млн лет, по данным Rb—Sr-метода — не моложе 55 млн лет [Radiometric..., 1975; Geology..., 1977]. В целом для Северо-Восточной Азии развитие гранитоидного магматизма связано с возрастным интервалом от поздней юры до конца мела—начала палеогена. В результате складчатости, гранитоидного магматизма и, вероятно, метаморфизма пород на глубине к концу мелового времени здесь было завершено создание огромного материка, включившего как древние континентальные массивы, так и консолидированные участки структур, развивавшихся в мезозое на океанической и субокеанической коре.

Проведение глубинного сейсмического зондирования в Приморье позволяет

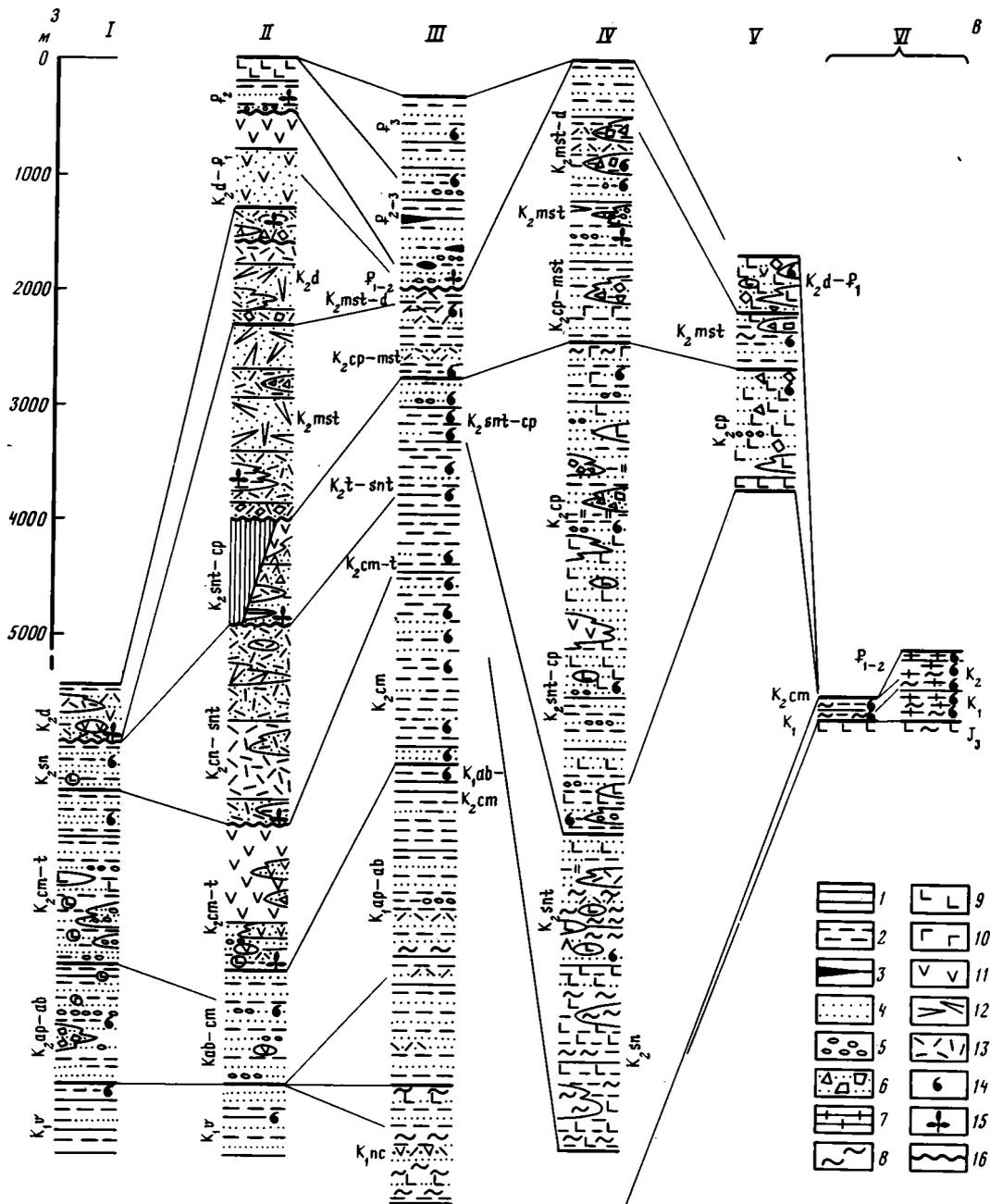


Рис. 25. Схема сопоставления разрезов мел-палеогеновых отложений континентальной окраины юга Дальнего Востока

1—8 — осадочные породы: 1 — аргиллиты, глины, 2 — алевролиты, 3 — углистые породы, 4 — песчаники, 5 — конгломераты, 6 — брекчии, олистостромы, 7 — известковистые породы, 8 — кремнистые породы; 9—13 — вулканогенные породы: 9 — базальты, 10 — трахибазальты, 11 — андзиты, 12 — лациты, 13 — липариты; 14 — находки фауны и микрофауны; 15 — находки флоры; 16 — границы размыва. Туфогенные породы показаны сочетанием знаков. Римскими цифрами обозначены: I — палеоструктура окраинного моря (р. Большая Уссурия), II — Сихотэ-Алинское звено вулканического пояса (р. Тумановка), III — прогибы Западно-Сахалинский и Исикари-Румои (реки Найба, Тесио), IV — Восточно-Сахалинская зона, V — Малокурльская зона (о. Шикотан), VI — северо-запад Тихого океана (скв. 303, 305)

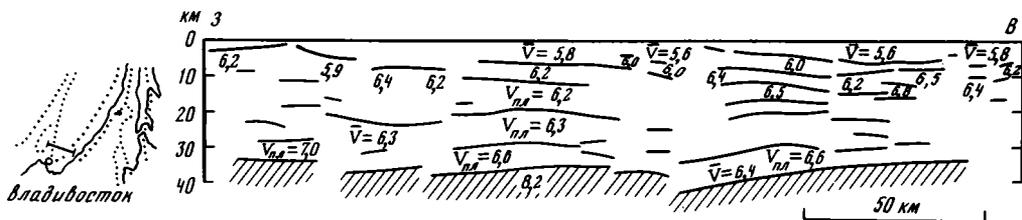


Рис. 26. Разрез земной коры юга Сихотэ-Алиня по профилю Спасск Дальний — Тадуши по данным ГСЗ [Аргентов и др., 1976]. Здесь и далее в частях второй и третьей расположены профили показаны на схемах, представляющих фрагменты рис. 23

Условные обозначения см. на рис. 2

сравнить строение континентальной коры позднемелового и более древнего возраста [Аргентов и др., 1976; Сейсмические..., 1980]. На четырех профилях ГСЗ, пройденных как вкрест простираения структур, так и по их простираению, не наблюдается значительных изменений во внутренней структуре или мощности коры. Не отмечено определенной закономерности в соотношении рельефа сейсмических границ в разных по возрасту и строению тектонических зонах. Мощность коры в среднем около 35 км. Наиболее заметное уменьшение мощности (до 30 км) происходит с приближением к япономорскому побережью как на востоке, так и на юге территории — независимо от возраста коры.

Структуры с позднемезозойской корой при общем сходстве с более древними областями, по-видимому, меньше изменены позднейшими нарушениями. Разрез коры в них включает (рис. 26) [Сейсмические..., 1980]: 1) "эффузивно-осадочный" слой ($v_{пл} = 5,7—6,0$ км/с) мощностью несколько, иногда до 10—12 км; 2) "гранитно-метаморфический" слой ($v_{пл} = 6,0—6,4$ км/с, $v_r = 6,2—6,4$ км/с) мощностью 13—15, местами до 24 км; 3) "базальтовый" слой ($v_{пл} = 6,4—6,6$, ниже — 6,6—7,0 км/с) мощностью 12—15 км, иногда до 18 км. Скорость на границе М — 8,2 км/с. В обобщенных сейсмических моделях континентальной коры [Сейсмические..., 1980] два верхних слоя рассматриваются совместно.

О геологической природе слоев можно судить по поверхностным выходам в пределах Сихотэ-Алиня и Ханкайского массива. Верхний слой отличается, по-видимому, не только составом отложений, но и их физическим состоянием, в частности распространением пород с раскрытой трещиноватостью. "Гранитно-метаморфический" слой включает, вероятно, те же складчатые образования, что и верхний слой, но метаморфизованные и интродуцированные гранитоидами. Наличие местами высокоскоростных границ может отвечать офиолитовым аллохтонам, выведенным в верхнюю часть коры. "Базальтовый" слой соответствует, по-видимому, породам меланократового основания, в частности габброидам, изученным на поверхности в тектонических пластинах. Выявление опорных сейсмических границ в разрезе не всегда удается провести уверенно. В то же время на профиле выделяется ряд дополнительных границ, показывающих сложную расслоенность коры, особенно значительную на глубинах от 5 до 20 км.

Общая мощность корового разреза 36—38, иногда до 42 км, что характерно для континентальной коры, но меньше, чем в большинстве складчатых сооружений Евразии. Скорости сейсмических волн слабо возрастают с глубиной, однако в целом кора Приморья является довольно высокоскоростной, т.е. обладает сравнительно высокой плотностью. Средние скорости в коре достигают 6,4 км/с, подобно скоростям в континентальной коре платформенных структур Евразии. На профиле Литовко—Иннокентьевской интересно появление в подошве коры достаточно мощного высокоскоростного горизонта (7,1—7,5 км/с) [Потапов, Спирина, 1978]. Однако его существование нуждается в проверке. Древняя кора Ханкайского массива, по-видимому, на отдельных участках несколько более высокоскоростная, чем в Сихотэ-Алине, благодаря большой мощности пород с

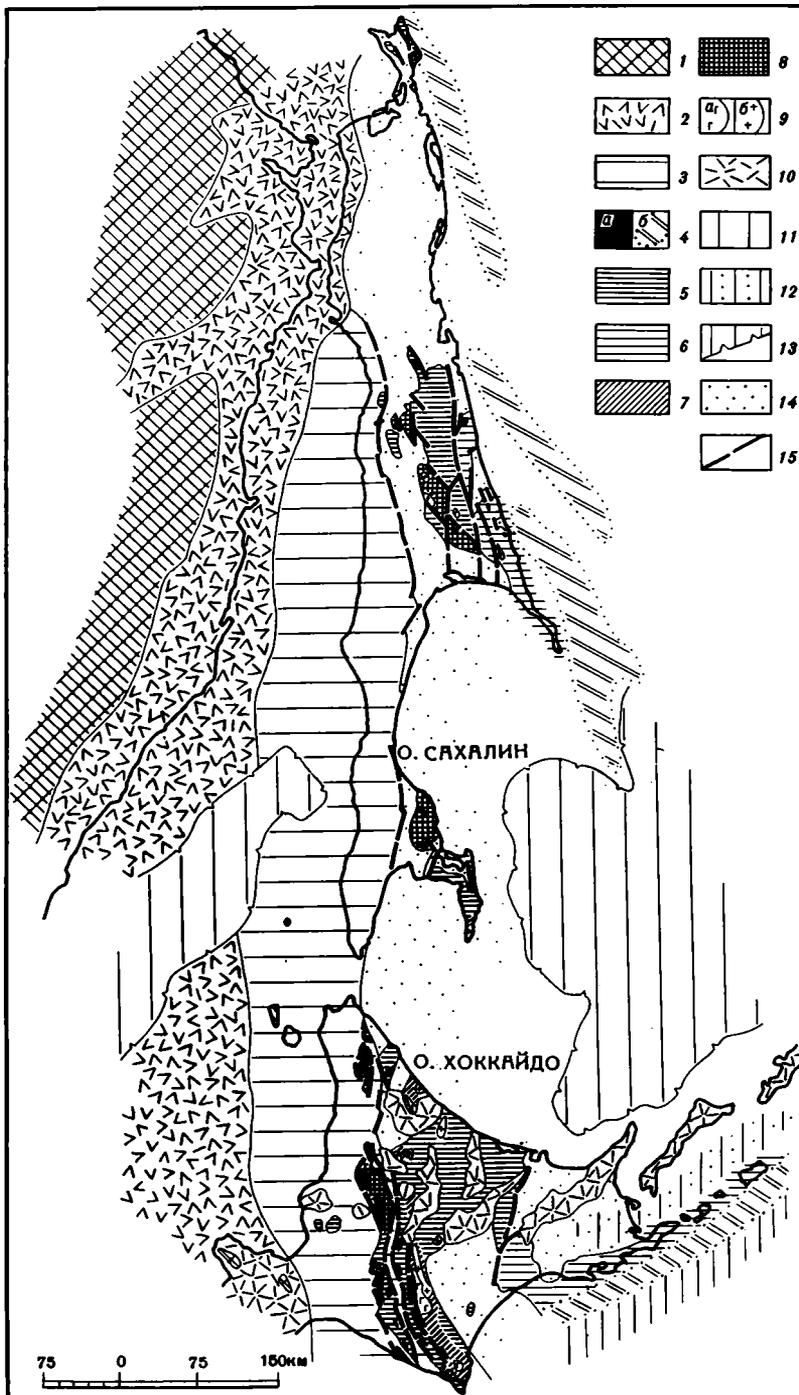


Рис. 27. Тектонические элементы позднемезозойской континентальной окраины юга Дальнего Востока СССР и Японии

1 — краевая часть позднемезозойского континента; 2—9 — система меловой континентальной окраины: 2 — зона вулканических поднятий, 3 — зона терригенных прогибов-палеожелобов, 4—9 — зона поздне-мезозойского скучивания и обдукции: 4 — габбро-гипербазитовый комплекс океанической коры (а — на суше, б — под водой, предполагаемый по магнитным аномалиям), 5 — нижнемезозойский комплекс океанической стадии развития, 6 — мел-палеоценовый комплекс переходной стадии развития, 7 — пояс

$v_{пл} = 6,6—7,0$ км/с. Достаточно высокоскоростной оказывается и кора Охотского массива, изученная на профиле ГСЗ Магадан—Колыма [Строение..., 1964].

Приведенный скоростной разрез Сихотэ-Алиня характеризует конечный результат формирования "гранитно-метаморфического" слоя коры. По средней скорости и мощности коры, по характеру ее расслоенности разрез близок к обобщенной модели коры платформ Евразии [Сейсмические..., 1980]. По-видимому, этот разрез может использоваться как опорный при рассмотрении зрелой континентальной коры Дальнего Востока. Изученные в Сихотэ-Алине структуры континентальной коры должны быть противопоставлены тихоокеанским структурам прежде всего 1) по общей мощности коры, в 5—7 раз превосходящей мощность коры океанической, 2) по наличию в разрезе мощных образований с сейсмическими скоростями около 6,0 км/с, отождествляемых с "гранитно-метаморфическим" слоем. Другие параметры коры, в частности средняя скорость, не показывают резких различий.

Таким образом, именно создание отмеченных особенностей корового разреза характеризует процесс преобразования океанической коры в континентальную, происходящий на конвергентной границе Тихого океана. Структурно-вещественное выражение этого процесса рассмотрено ниже.

Имеющийся сейсмический материал позволяет предполагать определенное единство коры разных частей поздне-мезозойского континента как по ее мощности, так и по внутренней структуре. Образование значительных коровых масс сравнительно низкой плотности привело к последующему продолжительному воздыманию в краевой части новообразованного континента. В целом корообразование конца мезозойского цикла охватило всю северную периферию Тихого океана. В Северной Америке произошло еще более значительное наращение континента, чем на востоке Азии [Меланхолина, 1967; Burchfiel, Davis, 1975]. В дальнейшей истории созданные здесь континентальные структуры оказались весьма устойчивыми и подверглись сравнительно небольшим нарушениям.

ГЛАВА ВТОРАЯ

СИСТЕМА СТРУКТУР МЕЛОВОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ

Протяженная система структур меловой континентальной окраины отвечала области наиболее интенсивного проявления тектонических и магматических процессов. Заложение структур произошло вдоль всей восточной границы поздне-мезозойского континента — в полосе, включившей участки коры разного возраста. Наиболее важные элементы в системе континентальной окраины были образованы парными структурами поднятий вулканического пояса и морских терригенных прогибов, прослеженных по простиранию более чем на 8000 км (см. рис. 23, рис. 27) [Меланхолина, 1973, 1980]. Восточнее располагалась область поздне-мезозойской вулканогенно-кремнистой седиментации, включенная позднее в зону обдукции.

←
плаггиогнейсового метаморфизма. 8 — пояс зеленосланцевого и местами глаукофанового метаморфизма. 9 — интрузии от габбро (а) до гранитов (б); 10—13 — система кайнозойской континентальной окраины: 10 — зона вулканических поднятий островных дуг. 11 — зона терригенных прогибов-желобов. 12 — внутридуговой прогиб. 13 — глубоководные котловины окраинных морей; 14 — позднейкайнозойские наложенные впадины; 15 — разломы

Восточно-Азиатский вулканический пояс включает несколько дугообразных звеньев, протянувшихся от Аляски вдоль азиатского побережья вплоть до восточных районов Китая, возможно, и южнее [Устиев, 1959; Белый, 1977; и др.]. В современной структуре вулканического пояса обособляются звенья: Чукотско-Аляскинское, Охотско-Чукотское, Сихотэ-Алинское, Корейско-Японское и Восточно-Китайское. Фланговые участки и ответвления в отдельных звеньях заходят далеко внутрь континента. В ряде мест вулканы пояса были перекрыты водами окраинных морей. Некоторые фрагменты пояса оказались отчлененными и перемещенными в кайнозойское время, как это устанавливается в районе Японского моря.

Во всех звеньях пояса, независимо от характера основания, выявляется близость магматических комплексов по возрасту, составу, петрохимическим особенностям, типам тектонических структур.

Существование Восточно-Азиатского вулканического пояса как единой зоны, его роль как пограничной структуры края Азиатского материка были выявлены Н.С. Шатским [Объяснительная..., 1957] и Е.К. Устиевым [1959]. Описанию магматических образований Восточно-Азиатского пояса, характеристике его отдельных частей посвящена обширная литература: работы С.В. Обручева, Л.А. и Б.А. Снятковых, Е.К. Устиева [1959 и др.], И.М. Сперанской, М.Л. Гельмана, В.Ф. Белого [1969, 1977, 1978 и др.], Г.Е. Некрасова [1976], Н.Б. Заборовской [1978], В.А. Самылиной, Е.Г. Пескова, Р.Б. Умитбаева, А.Г. Бахарева, А.П. Милова, И.Н. Котляра и др. [1981], Г.А. Гринберга [1976], М.В. Минца, З.М. Самозванцевой, Н.И. Филатовой [1974, 1984; Филатова и др., 1977, 1982], А.И. Дворянкина, В.Б. Агентов и др. [1978], Е.Л. Лебедева [1987], Е.Б. Бельтенева, С.А. Салуна, М.А. Ахметьева, М.А. Фаворской и др. [1961], Е.В. Быковской, З.А. Потаповой, Н.С. Подгорной, Р.И. Соколова, Г.М. Фремда, В.В. Ветренникова [1976], А.Г. Аблаева [1974], И.Н. Говорова и др. [1980], Т.В. Молчановой [1981], А.Д. Щеглова, К. Ичикава [Ichikawa et al., 1968] и ряда других исследователей [Геология Кореи, 1964; Geological map..., 1973; Основы..., 1962; Глубинное..., 1976; Зоненшайн и др., 1973; Парфенов и др., 1981; Сборник..., 1961; Вулканические..., 1984; Patton, Csejtey, 1971; Patton et al., 1976].

Разрезы вулканогенных серий, характер интрузивных тел, строение палеовулканов наиболее детально исследованы в охотско-чукотской части пояса. В пределах Сихотэ-Алинского звена пояса вулканы хуже обнажены и менее изучены. Однако результаты геологосъемочных работ Приморского геологического управления, опубликованные В.В. Ветренниковым [1976], дают для ряда районов достаточно определенную характеристику вулканических разрезов и структур. Сохраняют свое значение и более ранние данные М.А. Фаворской, З.А. Потаповой, Р.И. Соколова и других исследователей. В нашей работе Сихотэ-Алинское звено вулканического пояса рассматривается как тектонотип меловых вулканических поднятий.

Распространение вулканических образований на востоке Сихотэ-Алиня прослеживается от низовьев р. Амура до р. Судзукхе на расстояние около 1500 км. Ширина вулканической зоны в пределах суши до 100 км. Данные палеоботанических определений и радиологические датировки вулканических пород позволяют определить возрастную диапозон комплекса континентальных вулканитов рамками верхнего мела—низов палеогена (см. рис. 25) [Геология СССР, 1969, 1970; Ветренников, 1976; и др.]. При этом в восточной полосе разрез начинается в ряде мест сеноман-туронскими образованиями с флорой. Пачки морских вулканитов, изученных к югу от Тернея [Соколов, 1960; Меланхолина, 1965], обычно не рассматривались как относящиеся к вулканическому поясу. Между тем они представляют собой породы вулканической островной гряды, отвечающей, вероятно, начальному этапу развития пояса, и поэтому заслуживают пристального внимания.

Присутствие в разрезах альб-сеноманских и более древних морских вулкани-

тов отмечено в прибрежных районах Южного Сихотэ-Алиня, на островах Монерон и Ребун, на юго-западе о. Хоккайдо и в северной части о. Хонсю [Геологическое..., 1968; Пискунов, Хведчук, 1976; Geological..., 1959—1968; Geology..., 1977]. На востоке Сихотэ-Алиня эти отложения содержат пеллециподы альб-сеноманского и флору сеноман-туронского возраста [Аблаев, 1974]. В низах (в кастафуновской свите) кислые и средние эффузивы встречаются изредка в виде обломков или в отдельных прослоях. Выше (в петрозеевской свите и ее аналогах) роль вулканических пород возрастает. На участке между реками Тадуши и Аввакумовка Р.И. Соколов и Н.С. Подгорная в отложениях наблюдали резкую фаціальную изменчивость и пестроту состава: присутствие порфиритов (андезитовых или базальтовых), кварцевых порфиритов, кварцевых порфиров, туфов различного состава, туфобрекчий, туффитов и осадочных пород с различной грубостью материала. В ряде мест видно сочетание вулканических образований с типично морскими отложениями, в том числе известняками и кремнистыми породами. Для сеноман-туронских толщ В.В. Ветренников выделяет несколько типов разреза с преобладанием то терригенных пород, местами грубообломочных, то эффузивных, преимущественно пирокластических (рис. 28). Среди последних характерно наличие как средних, так и кислых разностей и заметное зеленокаменное изменение с развитием вторичных хлорита, альбита, кальцита, эпидота, слюды и кварца. По своему характеру эти отложения напоминают неогеновые "зеленые туфы" Японской и Курильской островных дуг.

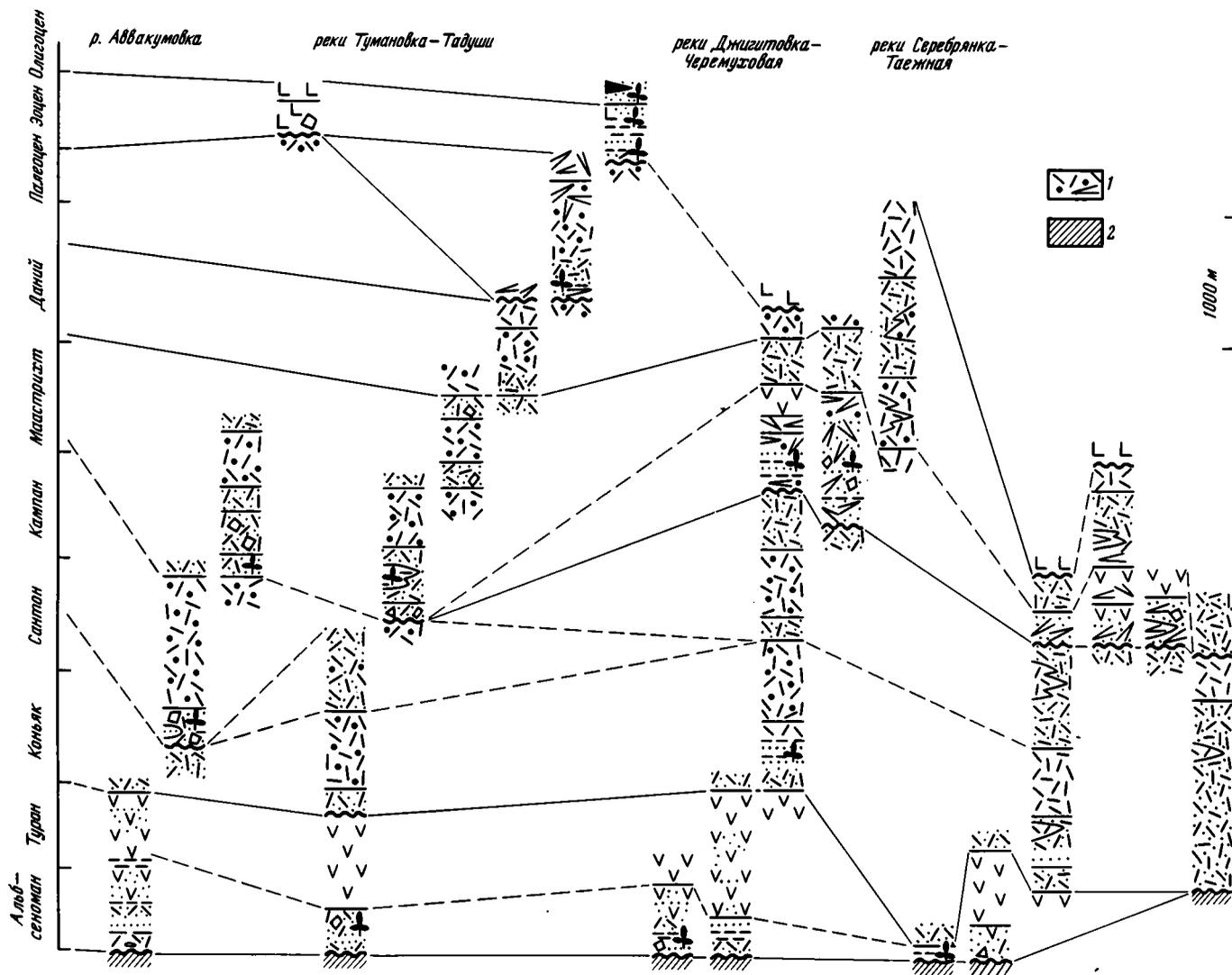
Вверх и отчасти по простиранию они сменяются лавами и туфами андезитовых порфиритов и туфогенно-осадочными породами с альб-туронской (?) флорой (черемуховская свита и ее аналоги). Породы местами подверглись красноцветному изменению с появлением гематита. Все отмеченные толщи развиты повсеместно. Раздувы их мощности связаны с распространением вулканических образований. Вверху морские породы постепенно исчезают из разреза.

В целом альб-сеноманские и, вероятно, туронские отложения представляют собой сложное сочетание морских и наземных пород мощностью до 2—2,5 км, формировавшихся в зоне подводных и островных вулканов. Эта зона прослеживается на север до бассейна р. Серебрянки, а на юге продолжается в пределы Японии. На значительных площадях альб-туронские толщи скрыты под более молодыми образованиями или водами Японского моря. Поэтому в современных выходах можно наблюдать лишь фрагменты древних вулканов.

К западу от вулканической зоны, во внутренних районах Сихотэ-Алиня, альб-туронские толщи представлены морскими осадочными отложениями, часто флишоидного характера, мощностью порядка 2 км (см. выше) [Иранов, 1964; Меланхолина, 1965; Верещагин, 1977]¹. В них исчезают континентальные образования и вулканиты. Однако прослой лав порфиритов андезитового или базальтового состава, их бомбы и туфы встречаются в отложениях от альба до турона в бассейнах рек Большая Уссурка, Кема, Бикин, Самарга и далее к северу. Накопление этих отложений проходило в тылу вулканической зоны, в морском бассейне окраинного моря, со скоростью порядка 120 м/млн лет (без поправки на литификацию)². Увеличение роли грубообломочных пород и подводно-оползневых нарушений в альб-сеноманских слоях свидетельствует о значительной тектонической подвижности. Состав терригенного материала пород преимущественно слюдисто-кварц-полевошпатовый, его источники частично можно предполагать

¹ На основе присутствия в ряде восточных районов пачек сеноман-туронских континентальных эффузивов была предпринята попытка пересмотра возраста верхов геосинклинального разреза всего Сихотэ-Алиня [Аблаев и др., 1972; Пушин, 1975]. При этом, однако, не было проведено ревизии находок морской сеноман-туронской фауны в пределах "Главного Сихотэ-Алинского синклинория".

² Далее в этом разделе изменения осадков при литификации также не учитывались при оценке скорости седиментации.



на востоке [Маркевич, Чудаев, 1979]. В пределах Южного Приморья к западу от вулканической зоны накопление сеноман-туронских пестроцветных туфогенно-терригенных толщ (мощностью до 1,5 км и больше) было связано с развитием наложенных впадин на участках с позднепалеозойской гранитной корой.

Наличие отложений островной дуги в восточной ("внутренней") части вулканического пояса установлено, помимо Сихотэ-Алиня, и в Кони-Тайгоносском районе [Некрасов, 1976; Заборовская, 1978]. Мощные андезитовые серии верхней юры—низов мела включают здесь морские и наземные образования: пачки андезитовых лав с зеленокаменным изменением и пачки туфов андезитов и отчасти базальтов, грубообломочных лапиллиевых и агломератовых, иногда более тонких, а также многочисленные субвулканические тела. Нередко в них появляются горизонты углисто-глинистых сланцев, алевролитов и песчаников, количество которых значительно увеличивается к северо-западу. В пределах "Северо-Тайгоносского синклинория" морские терригенные отложения содержат мощные горизонты туфов и лав андезитов и базальтов. В их верхней части роль вулканитов возрастает. Появляются также пачки лав, туфов и игнимбритов липаритового и дацитового состава.

Как на Сихотэ-Алине, так и в Кони-Тайгоносском районе зарождение островодужной зоны устанавливается в пределах морского бассейна с океанической земной корой. Более молодые вулканиты окраинно-материкового пояса распространяются уже на широких площадях, независимо от характера основания. В Сихотэ-Алине они перекрывают как отложения островодужного типа на востоке, так и дислоцированные терригенные толщи западных районов. Нижние горизонты континентальных вулканитов Сихотэ-Алиня датируются отдельными находками флоры нижнего сенона. Породы представлены в южных районах туфами и игнимбридами липаритов (джигитовская свита и ее аналоги). Севернее известна близкая по возрасту толща андезитового состава (больбинская свита).

Выше в разрезе и на площади чередуются толщи преимущественно кислого и смешанного состава, содержащие остатки флоры верхнего сенона—дания и изредка палеоцена (ольгинская, самаргинская и тахобинская свиты и их аналоги, см. рис. 28) [Геология СССР, 1966; Ветренников, 1976; и др.]. Туфы, пестроцветные, мелко- и грубообломочные, игнимбрицы и лавы образуют массивные пачки или встречаются в сложных соотношениях друг с другом. Они включают местами прослои и линзы туфогенно-осадочных пород. В южных разрезах преобладают породы кислого состава. Так, палеовулканы Аввакумовской и Тумановской групп сложены почти исключительно липаритовыми лавами и пирокластами с преобладанием последних; дациты встречены только в палеоценовых слоях. Севернее в разрезе появляется больше дацитов и андезитов, которые в палеовулканах Джигитовской группы и севернее слагают нередко основную часть верхнесенонских образований (пластунская толща и ее аналоги на юге, самаргинская свита в северных разрезах). Дациты представлены лавами и пирокластическими породами, андезиты — лавами, массивными и флюидальными. В отличие от более древних вулканитов типа "зеленых туфов" сенон-палеоценовые породы обычно имеют свежий облик, в них отмечена лишь альбитизация калишпата. Общая мощность мел-палеоценовых вулканитов в Сихотэ-Алине около 5 км, средняя скорость накопления — порядка 100 м/млн лет. Местами они перекрыты маломощной толщей андезито-базальтов, базальтов, андезитов и их туфов с флорой эоцена (кузнецовская свита северных районов и ее аналоги на юге).

Рис. 28. Схема сопоставления разрезов верхнемеловых—палеоценовых отложений юга Сихотэ-Алинского звена вулканического пояса по данным В.В. Ветренникова [1976]

1 — игнимбриды; 2 — породы фундамента. Остальные условные обозначения см. на рис. 25

С вулканогенными образованиями разного возраста на востоке Сихотэ-Алиня ассоциируют субвулканические тела, соответствующие жерловинам, неккам, экструзивным куполам. В наиболее крупных из них наблюдались постепенные переходы от липаритов через гранит-порфиры к гранитам. В береговых обрывах бухты Пластун В.В. Ветренниковым было обследовано строение сложного вулканического аппарата. Интрузивные тела имеют нередко форму, близкую к пластовой. Их состав изменяется от диоритов и габбро-диоритов до лейкокрапчатых гранитов. Во многих районах устанавливается последовательность внедрения от основных разностей к кислым. Время внедрения более ранних интрузивов определяется серединой сенона, более поздних — палеоценом. Часть интрузивных тел представляет, по-видимому, периферические магматические очаги. Все они несомненно связаны в своем становлении с формированием вулканогенного комплекса, как и в других частях Восточно-Азиатского пояса [Молчанова, 1981; и др.].

Изучение сложных вулкано-плутонических ассоциаций на востоке Сихотэ-Алиня показало их приуроченность к ряду вулкано-тектонических структур [Фремд, Рыбалко, 1972; Ветренников, 1976]. Фрагменты этих структур хорошо обнажены в морских береговых обрывах. Картирование их было проведено при средне- и крупномасштабной геологической съемке. Наиболее характерными структурами являются изометричные вулкано-тектонические впадины и кальдеры обрушения (диаметром от 10 до 50 км), узкие грабены, а также куполовидные структуры, нередко образующиеся около интрузивных или экструзивных тел. Как отрицательные, так и положительные формы отвечают большей частью палеовулканам, сопоставимым по своему строению с молодыми вулканическими постройками Камчатки или Курил. В ряде случаев видно сочетание разновозрастных структур. Так, в бассейне р. Аввакумовки строение Кристаллинской кальдеры верхнего сенона—дания осложнено на севере наложением небольшого эоценового палеовулкана. Постройка Мысовского палеовулкана южнее сохранилась почти ненарушенной. В ней удалось выделить вулканический конус диаметром 18 км с периклинальным наклоном слоев под углом 20° , вершинную кальдеру с липаритовой экструзией в центре, периферическую кольцевую систему разрывов и ряд мелких экструзивных тел [Ветренников, 1976]. Стратовулкан сложен липаритовыми туфами и игнимбритами верхнего сенона—дания. Ему отвечают отрицательная аномалия гравитационного поля и пониженные значения магнитных аномалий.

Специальное изучение морфологии палеовулканов было проведено в охотско-чукотской части пояса. Дешифрирование космических снимков по этой территории позволяет предполагать чрезвычайно широкое распространение здесь кольцевых вулканических и вулкано-тектонических структур [Филатова и др., 1982]. Отдельные из них имеют диаметр более 100 км и весьма сложное строение. Простые структуры во многих случаях представляют собой стратовулканы, осложненные последующим проседанием [Белый, 1977]. Продолжительность существования каждого из таких вулканов отвечает накоплению одной, двух или трех свит и может составлять до нескольких миллионов лет.

В целом время развития континентального вулканизма в охотско-чукотской части пояса оценивается В.Ф. Белым [1977] в узком геологическом интервале от альба до начала сеномана. Исходя из этого предполагается, что среднегодовой объем изверженного материала заметно превышает объем современных извержений в пределах Курильских островов. Однако точные количественные оценки, по-видимому, преждевременны, так как полный возрастной объем вулканических пород в северных участках пояса остается дискуссионным. Во многих разрезах среди них несомненно присутствие как неокеновых, так и сеноман-сенонских толщ значительной мощности, содержащих остатки флоры [Лебедев, 1987]. Верхние флористически охарактеризованные горизонты в Ульяновском,

Таблица 7

Химический состав вулканических пород меловой континентальной окраины, % вес.

Окисел	Сихотэ-Алиинское звено вулканического пояса						
	1 (5)	2(2)	3(23)	4(2)	5(25)	6(6)	7(79)
SiO ₂	50,18	56,62	58,59	62,36	66,63	69,74	73,86
TiO ₂	0,88	0,90	0,70	1,06	0,48	0,41	0,38
Al ₂ O ₃	18,80	18,69	17,08	16,13	15,88	14,67	13,36
Fe ₂ O ₃	6,24	3,39	2,93	2,65	1,90	1,86	1,39
FeO	2,26	4,75	3,76	3,92	2,17	1,65	0,52
MnO	0,10	0,22	0,14	0,15	0,09	0,11	0,07
MgO	4,31	2,83	2,57	1,99	1,10	0,76	0,43
CaO	7,69	5,44	5,15	3,21	2,96	1,56	1,06
Na ₂ O	3,36	3,08	3,31	3,99	3,59	3,56	3,20
K ₂ O	1,76	1,79	2,00	2,67	3,05	3,76	3,96

Окисел	Восточно-Сахалинская зона						
	8(4)	9(2)	10(3)	11(5)	12(4)	13(4)	14(1)
SiO ₂	48,17	66,52	74,41	47,81	53,10	57,80	49,04
TiO ₂	1,18	0,10	0,26	1,51	0,77	0,54	0,60
Al ₂ O ₃	15,60	12,35	11,00	15,57	15,78	16,00	18,32
Fe ₂ O ₃	9,57	3,42	1,90	7,73	6,29	3,80	7,09
FeO	3,83	4,76	2,18	5,63	4,41	5,90	0,85
MnO	0,22	0,01	0,07	0,11	0,11	0,13	0,17
MgO	3,63	3,46	1,17	4,77	3,86	3,82	3,09
CaO	7,47	2,52	1,20	7,54	5,04	2,28	7,76
Na ₂ O	4,06	4,46	4,60	3,25	5,30	5,47	4,04
K ₂ O	1,38	0,02	0,71	1,22	1,80	0,88	2,77

Окисел	Восточно-Сахалинская зона				Малокурльская зона		
	15(2)	16(10)	17(11)	18(3)	19(11)	20(2)	21(8)
SiO ₂	53,28	57,20	62,89	67,71	48,71	54,36	49,78
TiO ₂	0,56	0,42	0,44	0,20	0,48	0,63	0,59
Al ₂ O ₃	17,48	17,56	16,61	15,35	17,79	18,78	16,80
Fe ₂ O ₃	5,42	3,97	2,86	2,99	6,01	3,83	5,94
FeO	3,29	3,06	1,65	1,48	4,58	3,09	3,84
MnO	0,22	0,13	0,17	0,18	0,17	0,05	0,20
MgO	4,26	2,59	1,18	1,47	5,37	3,18	6,45
CaO	6,52	4,64	2,31	1,95	8,28	7,56	8,52
Na ₂ O	5,02	5,39	6,31	5,50	3,58	3,39	2,95
K ₂ O	1,45	2,58	4,33	3,70	0,97	0,96	1,44

Окисел	Малокурльская зона						
	22(5)	23(2)	24(6)	25(2)	26(21)	27(26)	28(1)
SiO ₂	52,92	58,18	50,85	59,93	50,29	53,97	57,46
TiO ₂	0,62	0,52	0,50	0,56	0,57	0,41	0,12
Al ₂ O ₃	16,57	17,70	15,51	16,58	14,56	17,38	19,46
Fe ₂ O ₃	4,84	4,12	3,39	3,06	4,24	3,38	1,60
FeO	3,61	2,30	4,11	4,57	4,52	4,35	0,46
MnO	0,19	0,14	0,14	0,12	0,15	0,13	0,01
MgO	6,17	2,88	9,18	5,80	8,12	3,21	1,82
CaO	8,05	5,44	8,14	7,81	6,98	4,76	1,80
Na ₂ O	3,52	3,14	3,23	3,17	3,43	4,72	10,80
K ₂ O	1,03	1,88	0,84	1,99	3,28	4,63	0,76

Примечание. Приведены средние составы пород: 1—7 по данным [Фаворская, 1956; Сборник..., 1961; Ветренников, 1976; Молчанова, 1981]: 1 — базальт, 2 — андезито-базальт, 3 — андезит, 4 — андезито-дацит, 5 — дацит, 6 — липарито-дацит, 7 — липарит; 8—18 — по данным В. М. Гранника [1978]: 8—10 — породы рымнинской серии: 8 — базальты, 9 — дациты, 10 — липариты; 11—13 — породы березовской серии: 11 — базальты, 12 — андезито-базальты, 13 — андезиты; 14—18 — породы котиковской серии: 14 — базальты, 15 — андезито-базальты, 16 — андезиты, 17 — андезито-дациты, 18 — дациты; 19—28 — по данным К. Ф. Сергеева [1978]: 19, 20 — породы матакотанской свиты: 19 — базальты, 20 — андезито-базальты, 21—23 — породы зеленовской свиты: 21 — базальты, 22 — андезито-базальты, 23 — андезиты, 24, 25 — породы дмитровского дайкового комплекса: 24 — базальты, 25 — андезито-базальты, 26—28 — породы малокурльской свиты: 26 — базальты, 27 — андезито-базальты, 28 — андезиты.

Рис. 29. Тренды дифференциации известково-щелочной серии для меловых эффузивных пород Восточно-Азиатского вулканического пояса, Восточно-Сахалинской и Малокурильской зон

1 — породы Сихотэ-Алинского звена вулканического пояса; 2,3 — породы Восточного Сахалина; 2 — березовской серии, 3 — котиковской серии; 4—7 — породы Малокурильской зоны: 4 — матакотанской свиты, 5 — зеленовской свиты, 6 — димитровского дайкового комплекса, 7 — малокурильской свиты. Точки соответствуют средним составам пород, приведенным в табл. 7

Пенжинско-Анадырском и Центральночукотском районах относятся к кампану [Филатова, Лебедев, 1982]. Вышележащие покровы базальтов могут отвечать данию—палеоцену, чему соответствуют и радиологические датировки. Таким образом, общая длительность магматического процесса на севере Восточно-Азиатского пояса порядка 50 млн лет. Близкий временной интервал установлен и для вулканических проявлений в Юго-Западной Японии [Ichikawa et al., 1968; Geology..., 1977].

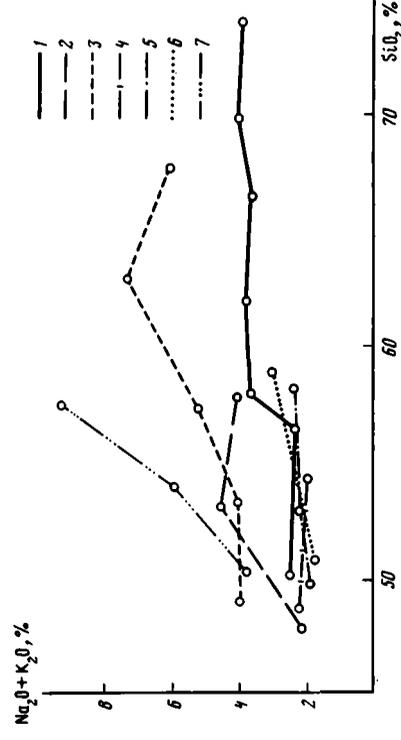
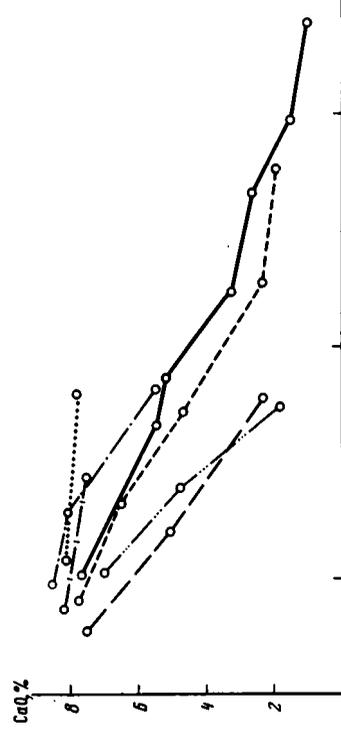
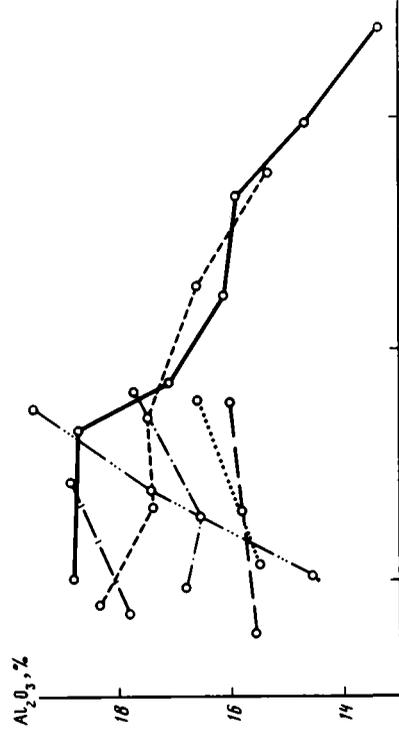
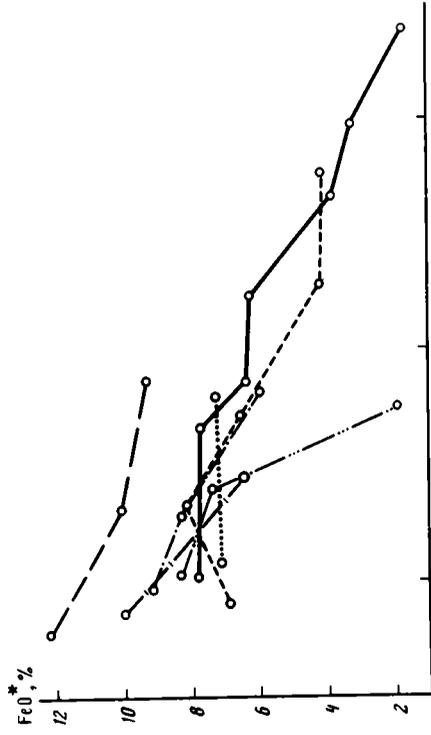
Состав магматических пород Восточно-Азиатского пояса охарактеризован большим количеством силикатных анализов³. Аналитический материал позволяет судить о некоторых вариациях состава пород в разрезе и на площади [Агентов и др., 1978; Котляр и др., 1981]. Определенный разброс значений дают и частные анализы пород, принадлежащих даже единой вулканической постройке (см., например: [Ветренников, 1976, табл. 2]). В целом, однако, наблюдается значительная близость составов пород на больших площадях. Выявляется тождество составов вулканических и интрузивных образований, слагающих единые вулканоплутонические ассоциации [Молчанова, 1981]. В каждом из звеньев пояса магматические породы образуют протяженные серии с последовательным изменением содержания главных петрогенных компонентов по мере перехода от основных пород к кислым (табл. 7, рис. 29).

Повсеместно в породах серии наблюдается постепенное уменьшение железистости, происходящее при некотором повышении отношения FeO^*/MgO . Оно коррелируется с уменьшением известковистости и глиноземистости пород. При этом содержание Al_2O_3 в породах сохраняется относительно высоким — от 18,8% в основных членах ряда до 13,4% в кислых. Содержание TiO_2 в породах вулканического пояса оказывается обычно низким и заметно убывает по мере увеличения их кислотности. Общая щелочность возрастает в ряду от основных до умеренно кислых пород, достигая более 6%. Особенно значительно увеличение содержания K_2O — вплоть до 4% в липаритах и гранитах.

Изучение редкоземельных элементов в породах верхнемелового интрузивного комплекса Юго-Западной Японии (комплекс Ибараги) [Masuda et al., 1972] показало их последовательное накопление в ходе фракционной кристаллизации, особенно значительное для легких лантаноидов. В кварцевых диоритах наблюдалось обогащение лантаном, 60—90-кратное по сравнению с хондритом, в гранитах — от 100- до 170-кратного, в адамелитах и аплитах — 180-кратное. Одновременно прослежено деплетирование пород европием за счет раннего выделения полевых шпатов.

Средние составы пород в магматических сериях и общее положение их эволюционного тренда оказываются близкими для различных отрезков Восточно-Азиатского пояса. Перечисленные выше особенности свидетельствуют о принадлежности пород к известково-щелочному типу. Значения щелочно-известкового индекса Пикко изменяются в них от 57,8 до 60,25, иногда больше. В породах интрузивных массивов и в ряде разрезов вулканического пояса можно проследить развитие магматических проявлений с изменением их состава от основного к кислому, отвечающее эволюционному тренду, видному на графиках. Такая

³ Данные по содержанию в породах малых элементов опубликованы И.Н. Говоровым с соавторами [1980].



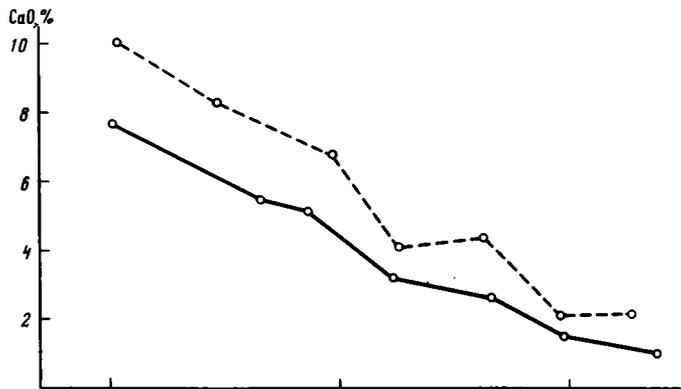
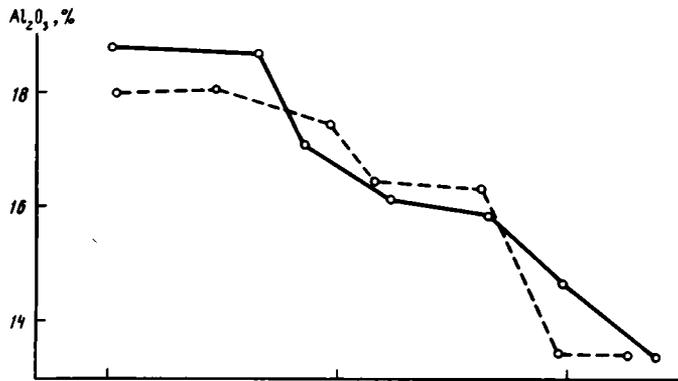
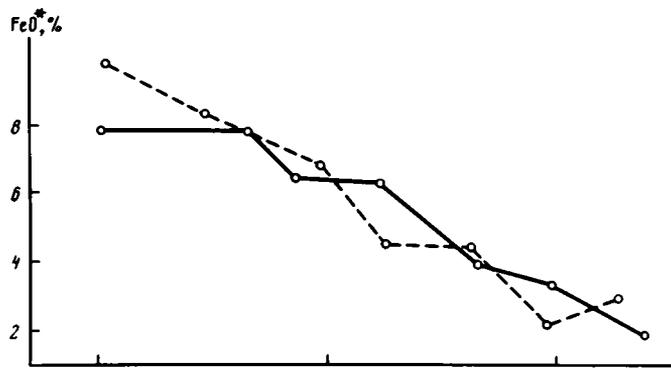
последовательность пород может неоднократно повторяться в разрезе. Вместе с тем в ряде районов в составе вулканических серий оказываются отсутствующими или слабо развитыми то основные, то кислые члены ряда. Так, для Сихотэ-Алинского звена пояса выше были отмечены лишь незначительное развитие основных разностей в самых низах вулканогенного разреза и их повторное появление в слоях эоцена. Эоценовые базальтоиды, судя по данным В.В. Ветренникова [1976], имеют состав, типичный для щелочной серии, распространены локально и, возможно, не связаны непосредственно с развитием вулканического пояса.

Охотско-Чукотское звено вулканического пояса, включая его внешнюю и внутреннюю зоны, характеризуется распространением пород от основных до кислых. Присутствие здесь образований широкого возрастного диапазона позволило сравнить составы юрско-нижнемеловых, ниже- и верхнемеловых серий [Заборовская, 1978; Молчанова, 1981; Филатова, 1984]. В результате наметилось последовательное увеличение щелочности вулканических и интрузивных серий от древних к молодым, происходящее главным образом за счет калия. Повышению щелочности пород соответствует уменьшение величины индекса Пикока. В юрско-нижнемеловых вулканитах Кони-Тайгоносской зоны (на востоке) его величина равна 60,25, в породах верхнего мела (на западе) — 57,75. В одновозрастных образованиях при современной детальности исследований закономерного изменения щелочности вкрест простираения вулканического пояса не наблюдается [Белый, 1978; Молчанова, 1981].

Проработка аналитического материала дает возможность сопоставить средние составы мел-палеоценовых вулканических серий и кайнозойских образований островных дуг, в частности Курило-Камчатской и Алеутской [Меланхолина, Молчанова, 1977]. Сравнение показывает несомненную близость этих образований. На графиках железистости и глиноземистости наблюдается совпадение как абсолютных значений этих величин, так и направления эволюционных трендов (рис. 30). Общая щелочность, вычисленная для всего возрастного объема вулкаников пояса, немного выше, а известковистость — ниже, чем для молодого островодужного комплекса. Однако различия сглаживаются при сравнении с островодужными сериями наиболее известковистых юрско-нижнемеловых пород Кони-Тайгоносской зоны. Таким образом, юрско-нижнемеловые вулканические образования могут быть сопоставлены с вулканитами островных дуг как по их геологическим особенностям, так и по составу. В более молодых континентальных вулканитах происходит возрастание роли калия.

В зонах меловых вулканических поднятий периферии Тихого океана повторяются основные особенности, выявленные в районе тектонотипа. На всем протяжении Восточно-Азиатского пояса устанавливается распространение сложных вулcano-плутонических формаций от апт-альбских или древнее до палеоценовых. Мощность вулкаников измеряется до 5 км и более. Породы относятся к известково-щелочной серии, причем нередко устанавливается полный дифференциационный ряд от базальтов до липаритов. В ряде районов наиболее характерны андезиты и андезито-дациты и комагматичные им интрузивы, преимущественно гранодиориты. Так, их преобладание отмечено для Охотско-Чукотского звена пояса [Белый, 1977]. Особенно распространены породы андезитовых формаций в так называемой "внешней" зоне пояса, со стороны континента; вкрест простираения, по направлению к океану, они часто сменяются породами базальтовых формаций [Белый, 1978; Котляр и др., 1981]. По простираению вулканического пояса может значительно увеличиваться роль кислых пород. Они наиболее обильны в Юго-Западной Японии и на юге п-ова Корея, особенно

Рис. 30. Сравнение составов эффузивных пород Восточно-Азиатского пояса и современных островных дуг
1 — меловые породы Восточно-Азиатского пояса (Сихотэ-Алинское звено); 2 — неоген-четвертичные породы Курило-Камчатской дуги



в турон-коньякских слоях [Ichikawa et al., 1968; Lee, 1974; Geology..., 1977]. Соотношения образований разного состава в разрезе и на площади очень изменчивы. Поэтому количественные оценки роли этих образований могут быть даны только весьма приблизительно. Общий объем вулканитов в охотско-чукотской части пояса оценивается В.Ф. Белым [1977] более 1 млн км³. Преобладающую роль в вулканических сериях играют континентальные образования: игнимбриты, агломератовые туфы и туфобрекчии, реже лавы и лавобрекчии, мелкообломочные туфы, туфопесчаники и туфоалевролиты, а также тонкие пепловые туфы озерного происхождения, чередующиеся с терригенными угленосными пачками.

Вулканические поднятия Восточно-Азиатского пояса прослеживаются от Чукотки на острова Берингова моря — Св. Лаврентия и Св. Матвея, где изучен комплекс вулканитов от основного до кислого состава и гранитоидов с абсолютным возрастом от 74 до 60 млн лет [Patton, Csejtey, 1971; Patton et al., 1976]. Далее по простиранию континентальной окраины на Аляске и в Северо-Американских Кордильерах зона повышенной магматической активности выражена в современном срезе в виде полосы крупных гранитных плутонов, с которыми сочетаются лишь незначительные количества вулканитов [Preliminary..., 1978; Кинг, 1972]. В Южной Америке гомологом Восточно-Азиатского пояса является Арауканский вулканический пояс Анд юрско-мелового возраста [Ломизе, 1979]. Фрагменты мелового вулканического пояса выявляются и на северо-восточном побережье Австралии [Кириллова, 1979]. Таким образом, окраинно-материковые вулканические пояса мелового возраста обнаруживаются на большей части периферии Тихого океана.

Вулканические поднятия Восточно-Азиатского пояса сочетаются на востоке с выступами более древних пород, известными в Мургалском, Кони-Тайгоносском районах, в Северо-Восточной Японии и др. Именно здесь часто обнажены островодужные вулканиты ранних этапов развития пояса, встречаются гранитоиды, более древние, чем в основной части пояса [Некрасов, 1976; Заборовская, 1978; Kanisawa, 1974]. Однако магматические проявления, одновозрастные отмеченным континентальным вулканитам, в этих районах практически неизвестны. Для посленеокомского времени здесь выявляется существование амагматичных поднятий, так же как и во внешней зоне двойных островных дуг.

ЗОНА ТЕРРИГЕННЫХ ПРОГИБОВ-ПАЛЕОЖЕЛОБОВ

Зона терригенных прогибов расположена восточнее, ближе к океану. Она включает прогибы: Алькатваамский (продолжающийся Наваринским бассейном Берингова моря), Пенжинский, Западно-Камчатский, Северо-Охотский, Западно-Сахалинский, Исикари, Идзуми, Цусимский, Алишань и др. (см. рис. 23). В современной структуре прогибы сохранились фрагментарно вследствие более поздних нарушений. Однако хорошо видны их асимметричная форма с более пологим бортом, обращенным к вулканическому поясу, а также большая протяженность — до 1000—1500 км при ширине до 100 км и более. Прогибы выполнены мел-кайнозойскими толщами мощностью до 10 км и более. Сравнительный анализ показывает сходство терригенных прогибов по тектоническому положению, возрасту, характеру их отложений и структурных форм [Меланхолина, 1968, 1973]. Прогиб Идзуми в Юго-Западной Японии [Nakagawa, 1961; Такака, 1965] отличается от других более коротким периодом развития и наличием интенсивных дислокаций палеогенового времени, связанных, возможно, со значительными горизонтальными перемещениями в пределах Японского моря.

Тектонотипом терригенных прогибов может служить Западно-Сахалинский прогиб, сочетающийся с Сихотэ-Алинским звеном вулканического пояса (см. рис. 30). Западный борт прогиба скрыт под водами Татарского пролива.

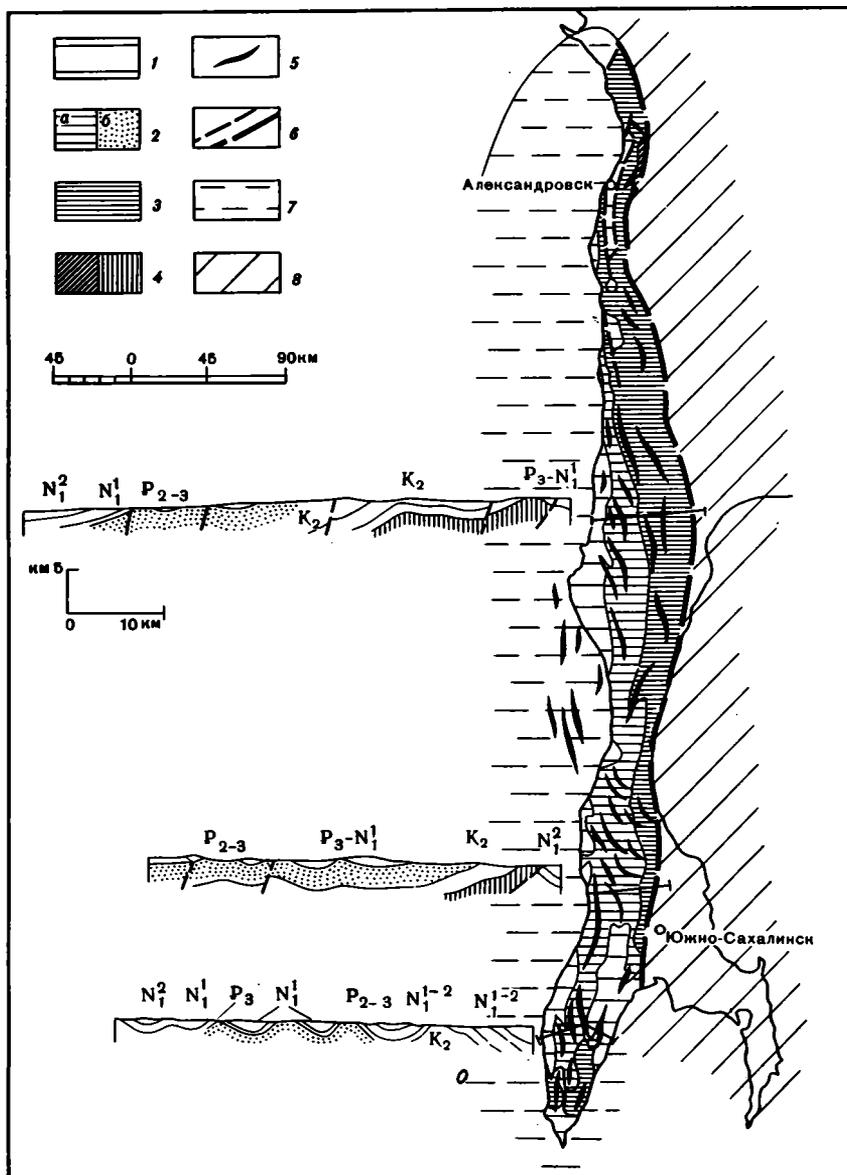


Рис. 31. Строение борта Западно-Сахалинского прогиба (в пределах суши)

1-4 — отложения восточного борта прогиба: 1 — неогеновые, 2 — палеогеновые (а — на карте, б — палеоцен-эоценовые слои на профиле), 3 — верхнемеловые, 4 — альб-сеноманские (а — на карте, б — на профиле); 5 — антиклинальные складки; 6 — разломы; 7 — осевая часть прогиба под водами Татарского пролива; 8 — Восточная зона Сахалина. На врезках даны профили, составленные по материалам В.П. Мытарева, Д.Ф. Семенова и автора

однако его изучение было проведено при сейсмопрофилировании (работы В.А. Сиплатова, М.Х. Лившица, А.П. Милашина, Н.С. Балабко, Г.Ф. Балабко и др.). Восточный борт прогиба располагается в пределах Камышового хребта Сахалина. Здесь меловые—кайнозойские толщи достаточно детально закартированы, изучены биостратиграфическими и литологическими методами [Геология СССР, 1970; Пушаровский, 1964; Шуваев, 1969; Ратновский, 1969; Маргулис, 1974; Савиц-

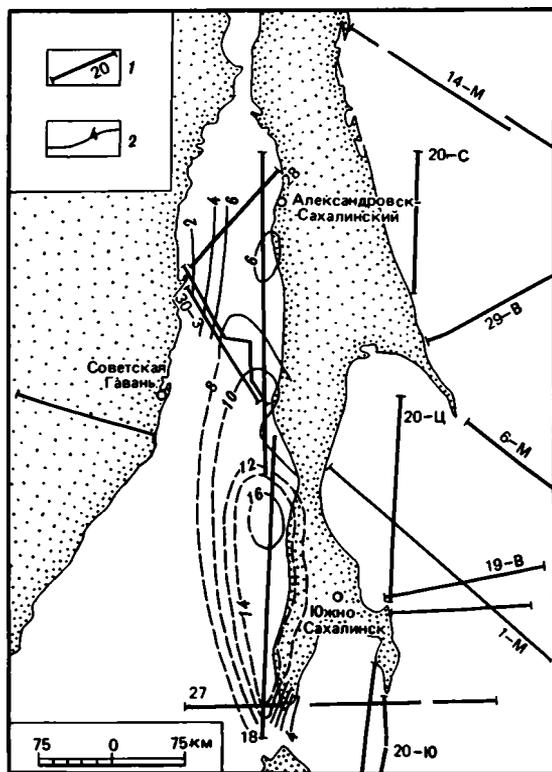
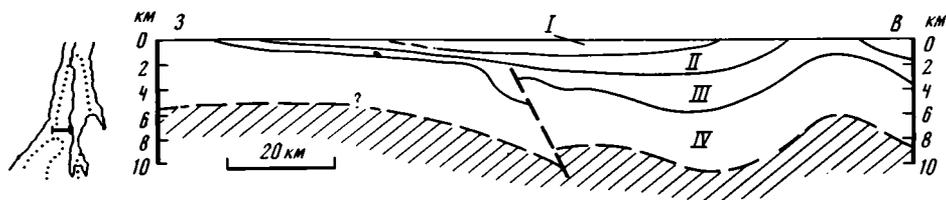


Рис. 32. Схема распределения мощностей мел-кайнозойских отложений Западно-Сахалинского прогиба по данным ГСЗ [Глубинное..., 1971]

1 — профили ГСЗ; 2 — изопахиты осадочных отложений, км

Рис. 33. Строение осевой части и борта Западно-Сахалинского прогиба в пределах Татарского пролива по данным профиля МОВ ОГТ в районе Красногорска по Г.Ф. Балабко

На профиле показаны границы сейсмолиты и предполагаемая подошва отложений верхнего мела — кайнозоя



кий, 1973; Сальников и др., 1977; Сычев, 1966; Меланхолина, 1973; Решения..., 1982; Matsumoto, 1942, 1943] (работы А.Н. Криштофовича, А.А. Капицы, Е.М. Сметова, В.Н. Верещагина, Т.Д. Зоной, М.А. Пергамента, Т.В. Туренко, Ю.С. Мавринского, И.Л. Теплова, Т.Г. Калишевич, К. Уватоко, Л.В. Криштофович, И.Н. Кузиной, Л.С. Жидковой, С.Н. Алексейчика, В.Д. Козырева, В.С. Ковальчука, С.Д. Гальцева-Безюка, Г.С. Ведерникова, В.П. Мытарева, А.А. Трепалиной, С.М. Александрова, В.Н. Шилова и др.).

На восточном борту прогиба верхнемеловые, палеогеновые, неогеновые и четвертичные толщи образуют достаточно пологую моноклинал (рис. 31). Они залегают согласно и прослеживаются вкrest простираия в виде линзовидных горизонтов с последовательным смещением зоны максимальных мощностей к западу. Общая мощность осадочного комплекса 10—12 км и больше. Это хорошо подтверждается данными по девяти профилям ГСЗ, пройденным в Татарском проливе как вкrest, так и по простираию прогиба [Глубинное..., 1971]. Выделенная на профилях верхняя опорная сейсмическая граница со средним значением $v_p = 6,2-6,5$ км/с может быть отождествлена с поверхностью кремнисто-вулканоза

генных палеозойско-мезозойских пород основания Западно-Сахалинского прогиба. Глубина ее залегания в осевой части прогиба достигает на юге 10—14 км (рис. 32). На западном борту прогиба мощность отложений сокращается вплоть до 2 км. Профили МОВ разных модификаций характеризует осадочный комплекс прогиба лишь до глубин около 8 км (рис. 33). Изменчивость граничных скоростей, прослеженная вдоль единой поверхности верхней опорной границы, отражает, вероятно, гетерогенность основания прогиба. В частности, на ряде участков породы основания прогиба характеризуются граничными скоростями, типичными для низов коры (6,8 км/с) или промежуточными между корой и мантией (7,5 км/с). Такие участки могут отвечать наличию офиолитовых аллохтонов в составе комплекса основания Западно-Сахалинского прогиба.

Выходы на поверхность нижних осадочных горизонтов наблюдались только на севере прогиба (самохинская толща), а также на его южном продолжении в пределах Хоккайдо ("формация Сююбари"). В составе самохинской толщи в верховьях рек Арково и Рождественка известны серые, коричневые и зеленые кремнистые породы, чередующиеся с филлитовидными аргиллитами и алевролитами, нередко туфогенными, содержащими отдельные прослойки и горизонты спилитов, туфогенных песчаников, иногда туфов и изредка известняков, видимой мощностью порядка 1 км (рис. 34) [Шуваев, 1969; Корнилова, 1974; Казинцова, Рождественский, 1982]. В районе Александровска туфогенно-кремнистая толща сменяется вверх и отчасти по простиранию сеноманскими терригенными отложениями прогиба. Судя по стратиграфическому положению и находкам радиолярий, самохинская толща должна быть отнесена в основном к альбу. В ее нижних слоях встречены также радиолярии неокома [Рихтер, 1986]. Отложения "формации Сююбари" имеют неокомский возраст.

В целом туфогенно-кремнистая толща имеет достаточно глубоководный характер. Глинистые и кремнистые породы почти полностью лишены терригенной примеси. Местами присутствуют пласты ритмично-слоистого строения, сложенные карбонатным и кремнистым материалом. Радиоляриты и яшмы встречаются как в виде однородных пластов, так и в пачках переслаивания. В отдельных горизонтах наблюдается тонкое переслаивание кремнистых туфоалевролитов с аргиллитами. Обломочный материал песчаников представлен в значительной части зернами альбита и андезитами. Туфы имеют средний или основной состав; их поступление могло быть связано с извержениями в пределах вулканического пояса. Спилиты соответствуют по составу базальтам и андезито-базальтам с низким содержанием TiO_2 и сравнительно невысоким Al_2O_3 ; вероятно, они могут быть отнесены к островодужным толемам.

Изучение разрезов и комплексов радиолярий самохинской толщи позволяет сопоставить ее с отложениями верхней части далдаганской серии более восточных районов [Казинцова, Рождественский, 1982]. В последних более значительной оказывается роль вулканитов и сургучных яшм, но общее сходство разрезов альбских отложений несомненно. Можно думать, что отложения принадлежали единой тектонической области, в которой Западно-Сахалинский прогиб еще не представлял достаточно обособленной структуры.

Четкие различия западных и восточных разрезов Сахалина определяются начиная с середины мела. Терригенные и глинистые верхнемеловые отложения Западно-Сахалинского прогиба следуют выше самохинской толщи без видимого несогласия, однако существенно от нее отличаются (см. рис. 34). На юге прогиба преобладают аргиллиты и алевролиты. В опорном разрезе по р. Найбе в альб(?)сеноманских отложениях алевролиты, аргиллиты и песчаники, иногда конгломераты образуют пачки ритмичного строения, чередующиеся с однородными пачками (айская и найбинская свиты). Встречаются прослойки туфов преимущественно среднего состава. Видимая мощность отложений по р. Найбе достигает 2 км. Значительная часть опорного разреза (от самых верхов сеномана до низов кампана,

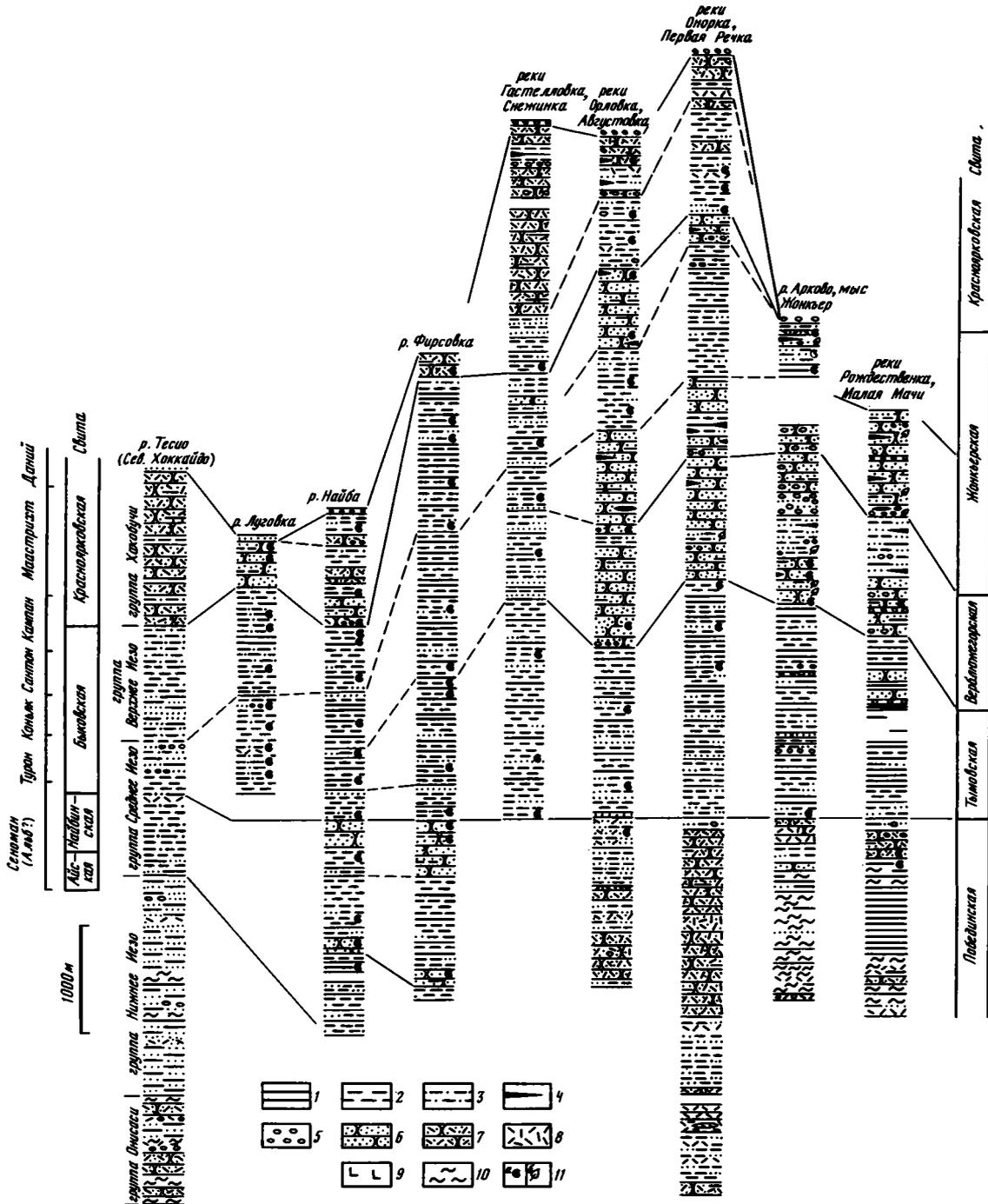


Рис. 34. Схема сопоставления разрезов верхнемеловых отложений Западно-Сахалинского прогиба по данным В.Н. Верещагина, Т. Мацумото, В.П. Мытарева, А.С.Шуваева и автора

1 — аргиллиты; 2 — алевролиты; 3 — песчанистые алевролиты; 4 — углистые породы; 5 — конгломераты; 6 — полнмиктовые песчанки; 7 — туфогенные песчанки; 8 — туфы; 9 — базальтовые и андезитовые лавы; 10 — кремнистые породы; 11 — находки фауны (а) и флоры (б)

быковская свита) сложена однородными алевролитами и аргиллитами с отдельными тонкими туфовыми горизонтами, с редкими прослоями или пачками песчаников, несущими иногда следы подводно-оползневых нарушений, содержащими обугленный растительный детрит. Их мощность по рекам Найбе и Аю составляет около 2 км и увеличивается к северу до 3,5—4 км.

Отложения от верхов кампана до маастрихта и, вероятно, дания (красноярковская свита) представлены песчаниками и алевролитами с примесью обильного туфогенного материала, с прослоями туффитов и туфов среднего и кислого состава. Песчаники часто характеризуются плохой сортировкой материала, содержат рассеянный гравий и гальку, обугленный растительный детрит. В найбинском разрезе они образуют мощные пачки, чередующиеся с пачками туфогенных алевролитов. Однако эти пачки весьма невыдержаны на площади. Мощность толщи около 1 км. Общая мощность верхнемеловых отложений в южных разрезах Западно-Сахалинского прогиба 5—5,5 км.

На южном продолжении зоны, в пределах прогиба Исикари на Хоккайдо, прослеживается увеличение роли алевролитов и аргиллитов в составе меловых отложений [Matsumoto, 1942, 1943; Geology..., 1977]. Здесь не только аналоги быковской свиты, но местами и толща сеномана ("группа Среднее Иезо"), а на юге, в районе Уракавы, и отложения верхнего кампана—маастрихта ("группа Хакобучи") приобретают существенно глинистый состав. Только в самых западных разрезах часто повышается роль песчаников и появляются пласты конгломератов. Апт-альбские ("группа Нижнее Иезо") и отчасти сеноманские отложения имеют флишеидный характер, подобно альб(?)—сеноманским слоям найбинского разреза. Туфы из разных горизонтов мела имеют дацитовый, риолитовый и иногда андезитовый состав. Общая мощность апт-альбских и верхнемеловых толщ не превышает 5—6 км; отложения верхнего мела несколько сокращены в мощности по сравнению с найбинским разрезом.

К северу от опорного разреза во всей меловой серии наблюдаются возрастание роли грубообломочных пород и последовательное увеличение мощности отложений (см. рис. 34). Выделенные местами альбские(?) отложения (боюклинские слои) [Теплов, 1973] имеют преимущественно глинистый состав и мощность до 1 км. Сеноманская толща туфогенных песчаников и алевролитов (побединская свита) характеризуется значительной грубостью состава пород и фациальной изменчивостью, наличием растительного детрита и знаков волновой ряби на поверхности песчаных слоев, местами подводно-оползневых складок разного размера, а также присутствием пластов туфов среднего или основного состава, иногда пластовых тел диабазов. Особенно грубообломочный характер и максимальная мощность толщи (более 3 км) наблюдаются в бассейне р. Онорки.

Отложения от самых верхов сеномана до турона сохраняют однообразный глинисто-алевролитовый состав на всем протяжении Западно-Сахалинского прогиба. Их мощность в северных разрезах увеличивается до 2 км (тымовская свита) по сравнению с 1—1,5 км на юге (низы быковской свиты). Такой же выдержанный горизонт (0,5—0,8 км по мощности) представляют, по-видимому, алевролиты верхов сантона—самых низов кампана. Остальные слои значительно изменяются вдоль простирания прогиба. В отложениях от коньяка до нижнего кампана (верхи быковской свиты) в разрезах по рекам Фирсовка и Лазовая заметно увеличивается количество пластов и прослоев песчаников. Севернее р. Гастелловки в толщах этого возраста (верблюжегорской и жонкьерской свитах) появляются мощные пласты и пачки грубообломочных пород, а также угленосные горизонты континентального происхождения. Песчаники полимиктовые и изредка туфогенные, плохо сортированные, с мелкой галькой, растительным детритом и раковинами устриц, со знаками волновой ряби на поверхности слоев, нередко с косой слоистостью. Гравелиты и конгломераты состоят из обломков кварца, кремнистых пород, реже эффузивов, песчаников и алевролитов. Во многих

разрезах песчаники оказываются преобладающими. Общая мощность отложений достигает 4 км.

В более высоких слоях мела (от верхов кампана до дания, красноярковская свита) в северных разрезах также несколько возрастает роль грубообломочного и туфогенного материала, в самых верхах появляются слои углистых аргиллитов и углей. Мощность увеличивается с юга на север от 1 км в бассейне р. Найбы до 2,8 км на р. Углегорке, а далее убывает вплоть до 0,5 км и менее как за счет выклинивания ряда горизонтов, так и вследствие предпалеогенового размыва на северной центриклинали прогиба. Доказательства размыва верхов красноярковской свиты получены при бурении и на западном борту прогиба [Сальников и др., 1979]. Общая мощность верхнемеловых отложений в северных разрезах прогиба может достигать 10 км, как это видно в пересечении по рекам Оюрка—Первая Речка.

В целом верхнемеловые отложения Западно-Сахалинского прогиба образуют единую серию терригенных и глинистых пород мощностью от 5 до 10 км. Обособление прогиба от структур Восточной зоны Сахалина произошло в сеномане, а в южной части прогиба, возможно, в альбе. Далее к югу, в прогибе Исикари, терригенно-глинистый разрез начинается, несомненно, апт-альбскими слоями ("группа Нижнее Иезо").

Анализ ископаемых фаунистических остатков позволяет судить о палеоглубинах в трогге Западного Сахалина. Так, значительное преобладание иноцерамов над аммонитами может свидетельствовать о принадлежности фаунистических комплексов батиальной зоне. Наиболее существенными оказываются данные по палеоэкологии бентосных фораминифер. В альб-туронских отложениях Т.В. Туренко [1973, 1977] были встречены как глубоководные бентосные, так и планктонные фораминиферы в сочетании с радиоляриями. В альбских слоях опорного найбинского разреза, а также разрезов Хоккайдо обнаружен бентосный комплекс, сходный по составу с современными биоценозами котловин Тихого океана, Японского и Берингова морей. Сеноманские и туронские комплексы фораминифер найбинского разреза также характеризуют существование весьма глубоководных условий осадконакопления. Присутствие планктона указывает на связь бассейна с открытым морем. Обилие раковин фораминифер при их небольшом видовом разнообразии связано, возможно, со сравнительно медленным осадконакоплением. На севере, в разрезе по р. Орловке, сеноманские и туронские фораминиферы оказываются более мелководными [Туренко, 1977]. Их единичная встречаемость обусловлена, вероятно, быстрым накоплением осадков в этой части прогиба.

Литологический состав альбских отложений также подтверждает данные об их значительной глубоководности. Сеноманская толща представляется более мелководной, судя по грубости состава и фациальной изменчивости отложений. Осадкообразование на севере прогиба могло происходить в условиях шельфа и верхов континентального склона при значительном поступлении терригенного и туфогенного материала с вулканического поднятия. Здесь можно предполагать накопление мощных осадочных толщ за счет их интенсивного бокового наращивания. Скорость седиментации составляла порядка 500—600 м/млн лет. Накопление флишоидных отложений в южной части прогиба и глинистой толщи в прогибе Исикари происходило, по-видимому, на больших глубинах в условиях ограниченного приноса терригенного и туфового материала со скоростью порядка 400 м/млн лет.

Однообразный глинистый состав туронских отложений свидетельствует о существовании сравнительно глубоководных условий на всем протяжении прогиба с незначительным приносом грубого материала, с отдельными эпизодами подводного оползания. Подводно-оползневые нарушения проявлены как в деформациях песчаных прослоев, так и в раскрытии и заполнении трещин в горизонтах

полууплотненных алевролитов с образованием кластических даек. Имеющиеся признаки позволяют предполагать седиментацию в условиях континентального склона и днища трога. Глубину трога оценить трудно. Скорость седиментации около 100 м/млн лет (на севере больше), по-видимому, не обеспечивала компенсации прогибания. В южной части прогиба такие условия сохранялись в течение длительного накопления быковской свиты — от самого конца сеномана до раннего кампана. В составе кампанского комплекса фораминифер из Макаровского района отмечены как батинальные, так и абиссальные формы; для последних предполагается унаследованность от предшествующего времени [Туренко, 1973].

В пределах Западного Сахалина альбская туфогенно-кремнистая толща, альб(?)—сеноманские песчаники и флишоидные отложения и монотонная глинистая толща турона накопились одновременно с развитием островодужной вулканической зоны Сихотэ-Алиня. Все они включают пирокластический андезитовый материал, часто переотложенный, и растительный детрит, приносившийся с островной суши.

На севере интенсивное заполнение трога осадками привело к быстрому обмелению моря в начале сенона, чему отвечает и смена комплексов бентосных фораминифер [Туренко, 1977]. Средняя скорость осадконакопления в это время 250 м/млн лет. Источники обломочного материала можно предполагать по обе стороны Западно-Сахалинского прогиба и в краевых частях его восточного борта [Шуваев, 1969]. Особенно характерно обильное поступление материала с запада, связанное со складчатостью и поднятием в Сихотэ-Алине, завершившими формирование континентальной области (см. выше). Для северной половины прогиба, наиболее приближенной к континенту, можно говорить о перекомпенсации и установлении параллических условий осадконакопления, постепенно распространявшихся на все более южные участки вплоть до района Гастелло. Таким образом, характер поступавшего обломочного материала, скорость осадконакопления, отмеченные условия перекомпенсации раннесенонского времени определялись в первую очередь тектоническими движениями в области сноса, а не внутри Западно-Сахалинского прогиба. В южной части прогиба в условиях некомпенсированного погружения в сенонское время продолжалось формирование однообразных глинистых толщ. Следовательно, для характеристики тектонического режима наиболее показательны в данном случае амплитуда и скорость погружения, а не формационный состав отложений.

Поступление в прогиб туфогенного материала было связано с извержениями в пределах вулканического пояса на востоке Сихотэ-Алиня. Наиболее значительный принос туфового материала, отложение многочисленных прослоев туфов среднего и кислого состава устанавливаются в маастрихт-датское время и соответствуют мощной вспышке наземного вулканизма в Сихотэ-Алине (накоплению ольгинской и самаргинской свит и их аналогов, см. выше). Литологический состав отложений свидетельствует о прибрежно-морской седиментации со скоростью от 130 до 300 м/млн лет, что обеспечивало условия компенсации и даже перекомпенсации прогибания на западе Сахалина. Бентосные фораминиферы из самых верхов найбшинского разреза характеризуют литоральные условия [Туренко, 1973].

Палеогеновые отложения Западно-Сахалинского прогиба залегают на меловых без углового несогласия, но со следами размыва, особенно значительного на центриклинальных участках и западном борту прогиба. Вдоль простиранья прогиба отложения не распространяются далее г. Александровска на севере и р. Куры на юге. От меловых толщ палеогеновые отличаются повышенной ролью грубообломочных и угленосных образований [Геология СССР, 1970; Ратновский, 1969; Меланхолина, 1973; Маргулис Л., 1974; и др.]. Горизонт конгломератов в основании палеогена (конгломератная свита, палеоцен) к югу от г. Александровска достигает мощности 400 м. Вверх по разрезу и по простиранью южнее р. Лесо-

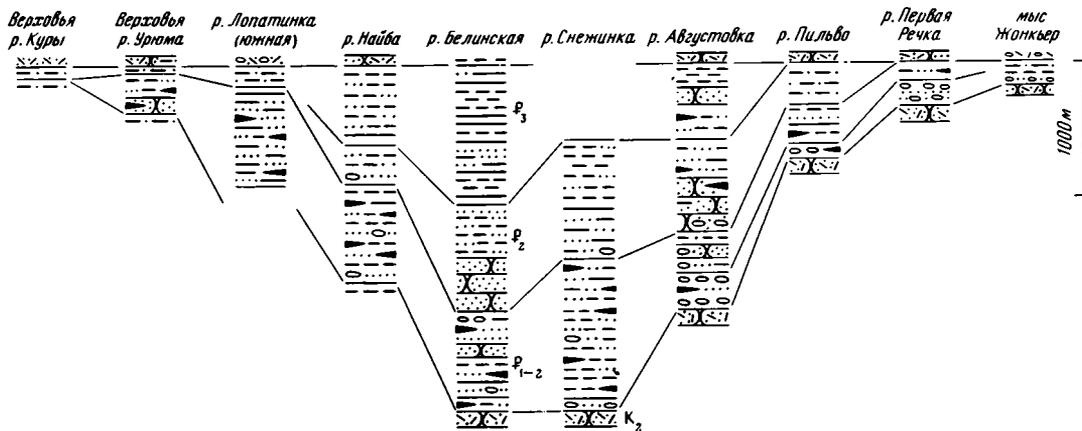


Рис. 35. Схема сопоставления разрезов палеогеновых отложений Западно-Сахалинского прогиба по данным Л.С. Жидковой, Л.С. Маргулиса, И.И. Ратновского, В.О. Савицкого, автора и др. Условные обозначения см. на рис. 34

горки происходит смена конгломератов песчано-алевролитовыми отложениями (рис. 35). В толще палеоцена—эоцена (нижнедуйская свита) чередуются и взаимовклиниваются пачки различных терригенных и глинистых пород, присутствуют пласты углистых аргиллитов и углей. В них обычны признаки континентального и прибрежно-морского осадконакопления, невыдержанность пачек по простиранию. Вверх по разрезу в южном и отчасти западном направлениях в отложениях все более сокращается роль грубозернистых пород, улучшаются сортировка и окатанность обломочного материала, все чаще появляются прослои с морской фауной, уменьшается фациальная изменчивость. Для эоценовых прибрежно-морских отложений характерны пачки довольно частого переслаивания полимиктовых песчаников и алевролитов (краснопольевская свита), выше — однообразные алевролиты или песчаные алевролиты с редкой рассеянной галькой, в верхах — с примесью туфогенного материала (такарадайская свита). Общая мощность палеогеновых толщ составляет в центральной части прогиба, в районе Красногорска около 3 км и уменьшается по простиранию до 1,5—1 км или меньше.

Во всех палеогеновых толщах в гальке и валунах конгломератов, в обломочном материале песчаников присутствуют различные кремнистые породы, кварциты, зеленые сланцы, кварц, эффузивы кислого и среднего состава, гранитоиды, песчаники и алевролиты [Захарова, 1973; Маргулис Е., 1974; и др.]. Свежесть обломков, нередко их плохая окатанность и сортировка свидетельствуют о близком расположении источников сноса, особенно в палеоценовое время. Состав обломочного материала указывает на поступление его как с запада, из зоны вулканического пояса, так и с востока. В северных разрезах для палеоценовых пород характерны наибольшее содержание обломков андезитов, кварцевых порфиров, присутствие гранитной гальки и валунов. Их количество особенно возрастает в самых западных выходах, например у мысов Аспид и Карниз. С прекращением извержений на северо-востоке Сихотэ-Алиня связано отсутствие в породах туфового материала. Поступление в отложения обломков и глыб эффузивов и гранитов происходило при интенсивном разрушении вулканических построек в пределах пояса. Скорость накопления песчано-конгломератовых толщ около 80 м/млн лет, средняя скорость палеогенового осадконакопления — от 40 до 80 м/млн лет. В южных разрезах при общем сокращении количества грубого материала среди обломков оказываются резко преобладающими кремнистые и метаморфические породы, поступающие из Восточной зоны Сахалина, а

также меловые песчаники и алевролиты с восточного борта прогиба. В пределах Восточного Сахалина активной эрозии подверглось уже новообразованное складчатое сооружение.

В целом в палеогене устанавливается крупная перестройка во всех структурах позднемезозойской континентальной окраины. Размыв соседних горных областей обеспечивал поступление грубого обломочного материала в Западно-Сахалинский прогиб, накопление молассоидных толщ, быструю компенсацию и перекомпенсацию прогиба. В самом прогибе погружение захватывало меньшие площади, чем в меловое время, и не было столь интенсивным. Тем не менее погружения продолжались здесь унаследованно в течение всего палеогена. Перерыв в осадконакоплении в конце мела—начале палеогена был непродолжительным, а в центральной части прогиба, в Углегорском районе, по-видимому, не проявился [Савицкий и др., 1969]. В целом палеогеновые отложения представляют собой трансгрессивную серию, накопившуюся при постепенном затухании поднятий в Восточной зоне Сахалина. Осевая часть прогиба в палеогене была несколько смещена в западном направлении. Однако устойчивые погружения в зоне Западно-Сахалинского прогиба продолжались и в неогеновое время.

Палеогеновые отложения прогиба Исикари, как и на Сахалине, представлены терригенными и глинистыми породами с присутствием грубообломочных образований и угленосных пачек ("группа Исикари" — палеоцен—эоцен и "группа Поронай" — от верхов эоцена до нижнего олигоцена) [Geology..., 1977]. Отложения в нижней своей части преимущественно наземные, вверх и отчасти по простиранию сменяющиеся морскими. Их мощность достигает более 3 км. Основное распространение связано с центральной частью прогиба, где осадконакопление продолжалось унаследованно, с поступлением с востока обломочного материала, в том числе серпентинитов. Верхние горизонты разреза в прогибе Исикари представлены мощными неоген-четвертичными толщами.

В других прогибах континентальной окраины, расположенных к северу и югу от Сахалина, мел-кайнозойские толщи оказываются сходными по своему характеру и мощностям [Меланхолина, 1973]. Терригенные и глинистые породы образуют в них мощные однородные пачки или пачки переслаивания. В ряде случаев, часто в низах разреза, переслаивание приобретает ритмичный характер. Нередко отложения имеют существенно глинистый состав, как в меловом разрезе на юге прогиба Исикари. Среди них иногда присутствуют кремнисто-глинистые породы и прослой известняков. Отмеченные литологические особенности, доказательство достаточной глубоководности меловых отложений позволяют сравнивать их с кайнозойскими осадками желобов [Меланхолина, 1973; Diskinson, Seely, 1979; Okada, 1982]. Как и для желобов, для терригенных прогибов также выявляются признаки их неполной компенсации. Позднее устанавливается компенсированное погружение, а в конце мела—палеогене — перекомпенсация прогибов. В краевых частях прогибов в разрезах фиксируется местами появление континентальных молассоидных толщ, связанных в своем образовании с тектоническими движениями в соседних зонах, а не с замыканием прогибов. Поступление в осадки основной массы туфогенного материала устанавливается из пределов вулканического пояса. В меловое время терригенные прогибы (палеожелоба) развивались как парные структуры с поднятиями вулканического пояса. В палеогене, несмотря на завершение развития пояса, прогибы сохранялись как зоны устойчивого погружения. Во всем регионе Восточной Азии терригенные прогибы представляют практически единственную зону, где развиты отложения палеоцена—эоцена. В этой же зоне продолжались и погружения позднекайнозойского времени; фиксируется лишь небольшое смещение оси прогиба к западу, в сторону континента. Таким образом, все терригенные прогибы Восточной Азии, а также и их аналоги в Америке представляют собой крупные седиментационные бассейны, развивавшиеся в меловое время как глубоководные желоба, продолжавшие унаследованное развитие

и в кайнозое. Заложение прогибов устанавливается в апт-альбское время или раньше в зоне стыка океанических и континентальных структур.

Изучение прогибов, расположенных полностью в пределах суши, например Пенжинского, Исикари, Грейт-Вэлли в Калифорнии, помогает судить о структурах, расположенных под водой. Так, при интерпретации сейсмических данных МОВ ОГТ по Северо-Охотскому прогибу (профили, полученные М.А. Барановой, Г.Ф. Балабко, Л.М. Злобиной; данные И.И. Хведчука) появляется возможность сравнивать их с данными по другим прогибам. Выявляется сходство прогибов по структурному положению, размерам, морфологическим особенностям, сейсмическим свойствам отложений. Мощность осадков в Северо-Охотском прогибе до 10 км. К настоящему времени прогиб полностью компенсирован осадками. Сейсмические материалы свидетельствуют о значительном расчленении структуры прогиба. Анализ профилей позволяет выделить как ранние нарушения, одновременные заложению прогиба, так и достаточно поздние, связанные, возможно, с формированием структур Охотского моря.

Сейсмические материалы по зоне ТИПРО (работы Л.М. Злобиной, Н.С. Балабко и др.) показывают расположение здесь западного борта и осевой части прогиба Западной Камчатки. Мощность осадков на профилях МОВ ОГТ достигает 8—10 км. Осевые участки прогиба получают выражение в современном рельефе и в гравитационном поле, так как погружения здесь еще не окончены. Как Северо-Охотский прогиб, так и зона ТИПРО по своим особенностям отличны от других структур Охотского моря.

Наваринский и другие прогибы, прослеженные на шельфе Берингова моря [Marlow et al., 1976], располагаются на непосредственном продолжении Алякатваамского прогиба. Мощности осадков здесь до 6—7 км. Судя по данным драгирования, можно предполагать их терригенный и глинистый состав. На северо-востоке зона прогибов сочетается с поднятием вулканического пояса, включающим в частности, острова Св. Лаврентия и Св. Матвея.

Парные структуры вулканических поднятий и терригенных прогибов-палеожелобов, отвечающих позднемеловой конвергентной границе плит, удастся уже проследить во всем регионе Северо-Западной Пацифики. Перед фронтом палеожелобов в зоне позднемезозойской обдукции выявлены пластины океанической коры, сохранившейся, однако, фрагментарно. Только в Алеутской котловине Берингова моря предполагается наличие крупного участка коры, отчлененной от океана и характеризующейся раннемеловыми магнитными аномалиями от M13 до M1 [Cooper et al., 1976]. Интересны установленные на севере котловины торцовые соотношения этих аномалий со структурами края шельфа, отвечающими меловой континентальной окраине. Объяснение этой картины как результата субдукции представляется правомерным. Контакт участков раннемеловой океанической коры с позднемеловой континентальной окраиной позволяет относить время проявления субдукции к позднему мелу.

ЗОНА ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКОЙ ОБДУКЦИИ

Во многих районах континентальной окраины терригенный комплекс прогибов-палеожелобов оказывается сближенным с разновозрастными вулканогенно-кремнистыми образованиями, отвечающими океанической или переходной стадии развития коры. Сближение отложений разных типов происходит вдоль полосы взбросов и надвигов, по которым в ряде случаев выведены на поверхность породы габбро-гипербазитового комплекса. Такие взаимоотношения двух зон с надвигом терригенного комплекса на вулканогенно-кремнистый были описаны, например, в Корьякском нагорье [Некрасов, 1978] и в Калифорнии [Bailey et al., 1970; Dickinson, Seely, 1979]. Комплекс Западно-Сахалинского прогиба также обрезан Центральносакхалинским разломом и надвинут в сторону Восточной

зоны (см. рис. 27). Во многих участках по надвигу перекрыты и верхнекайнозойские толщи, как это установлено, в частности, при бурении профиля скважин в районе Буюклы. Специфика докайнозойских отложений в зоне, приближенной к океану, наличие выходов меланократового основания определили отнесение этой зоны к эвгеосинклинали. Сближение разнофациальных зон, образование внутри Восточной зоны пакета чешуй и покровных пластин рассматриваются нами как результат позднемезозойской обдукции и осложняющих деформаций кайнозойского времени.

Структуры зоны обдукции сохранились фрагментарно. На Корякском нагорье, Восточной Камчатке, на востоке Сахалина и Хоккайдо, во внешней зоне Юго-Западной Японии известны вулканогенно-кремнистые толщи как верхнего палеозоя—нижнего мезозоя, так и мела. В сложной складчато-надвиговой структуре Японии установлены и более древние образования [XXX Annual..., 1976; Minato et al., 1985]. Отдельные блоки или пластины, например Срединный массив Камчатки, могут представлять собой фрагменты древней континентальной коры [Шульдинер, 1982]. Во всех районах обнаружены меланократовые породы комплекса основания, тектонически выведенные на поверхность [Пушаровский и др., 1983; Шульдинер и др., 1987]. Это гипербазиты, габброиды и амфиболиты, в различной степени тектонизированные.

В качестве тектонотипа для зон обдукции могут рассматриваться офиолитовые пояса Восточного Сахалина и Хоккайдо. Здесь выходы пород комплекса основания обычно приурочены к крупным зонам серпентинитового меланжа. Гарцбургиты, дуниты, реже верлиты, лерцолиты, а также габбро-гипербазитовые породы полосчатой серии, метагаббро, амфиболиты, родингиты залегают в виде глыб и сравнительно маломощных пластин (по несколько сотен метров). Они изучены на п-ове Шмидта, в Восточно-Сахалинских горах, Сусунайском хребте, в зоне Камуикотан на Хоккайдо [Тектоника континентальных..., 1980; Рождественский, Речкин, 1975; Разницин, 1982; Рихтер, 1986; Komatsu et al., 1977]. Пластины обычно сильно тектонизированы и, вероятно, значительно удалены от своих корней.

Только в полосе вдоль фронтального надвига пояса Хидака изучен почти ненарушенный метаофиолитовый разрез (рис. 36) [Geological..., 1959—1968; Hashimoto, 1975; Меланхолина, 1975; Komatsu et al., 1983]. Гипербазитовый горизонт в основании разреза на востоке имеет мощность до 1 км. На участке массива Уенсару в нем видно чередование мощных пластов кумулятивных дунитов и лерцолитов с прослоями клинопироксенитов и вебстеритов, с наличием внутренней расслоенности и текстур течения [Komatsu, 1975]. Далее после горизонта серпентинитов следуют габброиды, превращенные нередко в габбро-амфиболиты и амфиболиты, мощностью от 1 до 3 км. Местами, в частности на горе Поросири, среди них наблюдаются образования полосчатой серии с ритмичным переслаиванием анортозитов, троктолитов, перидотитов и оливиновых габбро (до 2 км) [Miyashita, Hashimoto, 1975]. В верхах габброидного разреза на западе отмечено наличие даек метадолеритов. Далее к западу обнажены рассланцованные амфиболиты, (около 1 км), а затем пачка зеленых сланцев, образованных предположительно по базальтам (около 0,4 км).

Этот последовательный разрез меланократовых пород отвечает, по-видимому, древней океанической коре Хоккайдо. Породы слагают крупную тектоническую пластину, прослеженную субмеридионально на расстояние около 100 км при толщине до 4—5 км. В современной структуре породы образуют моноклираль, наклоненную к востоку и имеющую, по-видимому, опрокинутое залегание. В целом можно предполагать, что пластина круто уходит на глубину, где она непосредственно связана с породами "базальтового" слоя и верхов мантии, подстилающими Восточную зону Хоккайдо. К такому же выводу приводит независимый анализ сейсмологических и гравиметрических данных по хр. Хидака. Здесь

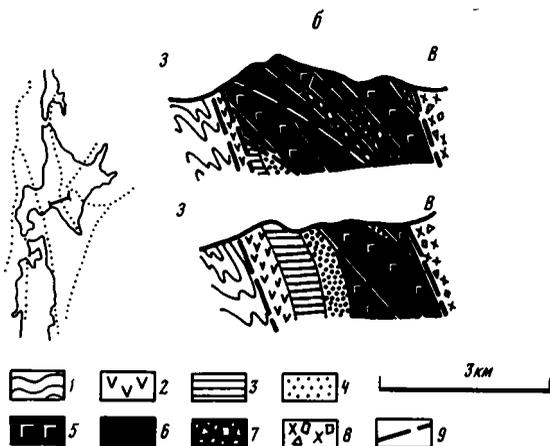
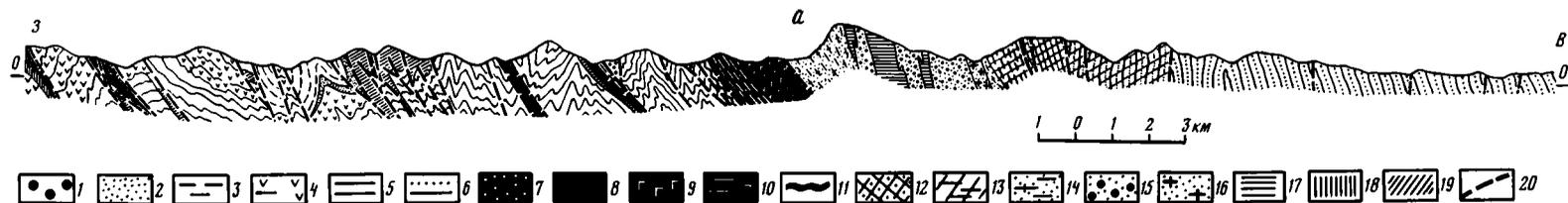


Рис. 36. Строение континентальной коры палеогенового возраста на Центральном Хоккайдо

a — разрез коры в пределах поясов Хидака и Камункотан [Geological..., 1959—1968]. 1—6 — отложения эффузивно-осадочного слоя коры: 1 — неогеновые, 2,3 — меловые ("надгруппа Иезо"), 4 — юрско-меловые ("группа Сорачи"), 5,6 — верхнепалеозойско(?)-нижнемезозойские (нижняя часть "надгруппы Хидака"); 7—11 — породы "базальтового" слоя коры: 7 — серпентиниты и серпентинитовый меланж, 8 — гипербазиты полосчатого комплекса, 9 — габбро и габбро-амфиболиты, 10 — рассланцованные габбро-амфиболиты, 11 — зеленые и глаукофановые сланцы; 12—17 — породы "гранитно-метаморфического" слоя: 12 — биотитовые роговики, 13 — рассланцованные биотитовые роговики, 14 — биотитовые гнейсы и амфиболиты, 15 — биотитовые мигматиты, 16 — гранитные мигматиты, 17 — габброидные интрузии; 18, 19 — интрузивные тела трондьемитов (18) и диабазов (19); 20 — разломы. *б* — метафиолитовый разрез пояса Хидака, отвечающий "базальтовому" слою коры [Komatsu et al., 1983]. 1 — осадочные породы; 2 — зеленокаменно-измененные базальты; 3 — массивные базальтовые лавы и долериты; 4 — долериты и габбро; 5 — пироксеновые и оливиновые габбро; 6 — полосчатые основные и ультраосновные кумуляты; 7 — перидотитовые тектониты; 8 — милониты; 9 — разломы

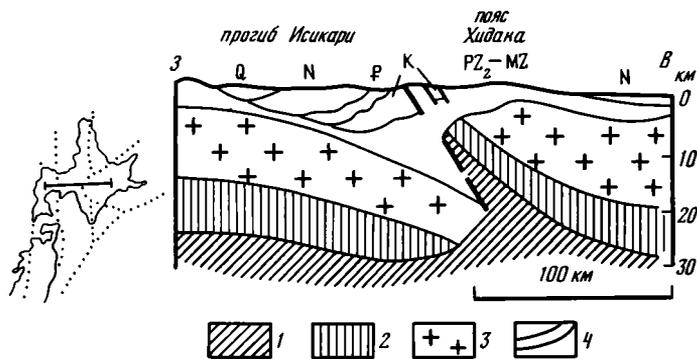


Рис. 37. Модель строения земной коры Центрального Хоккайдо по сейсмологическим и гравиметрическим данным [Den, Hotta, 1973]

1 — породы верхней мантии; 2 — "базальтовый" слой; 3 — "гранитный" слой; 4 — эффузивно-осадочный слой

устанавливается неглубокое залегание пород очень высокой плотности, возможно гипербазитов, тектонически перемещенных к западу (рис. 37) [Den, Hotta, 1973]. Вдоль фронтального надвига сохранился, по-видимому, выход на поверхность этих глубинных пород.

Именно здесь следует искать корневую зону покровов, перемещенных на запад до поднятия Камуикотан и прогиба Исикари на 40—50 км. Точно так же для покровов Восточно-Сахалинских гор предполагается перемещение с востока [Разницын, 1982]. Можно думать, что корневой зоной для этих покровов послужил офиолитовый пояс, отвечающий Восточно-Сахалинской магнитной аномалии и выходящий на севере на п-ов Шмидта. Узкая аномальная зона субмеридионально протягивается на шельфе Сахалина на расстояние до 1000 км; интенсивность аномалий достигает 2000 нТ (см. рис. 27; данные М.Г. Иванова) [Сычев, 1966; Журавлев и др., 1975]. Верхняя кромка магнитовозмущающих тел погружается на юг до глубины около 4 км близ мыса Пильтун и далее до 6—7 км. Глубина нижней кромки оценивается около 17 км. Судя по форме магнитных аномалий, можно предполагать крутой наклон магнитовозмущающих тел к востоку и погружение на значительную глубину. Бескорневым офиолитовым покровам на востоке Сахалина отвечают изометричные магнитные аномалии меньшей амплитуды (данные Э.Н. Марковца).

Отложения верхнего палеозоя(?)—нижнего мезозоя Восточно-Сахалинской зоны несут признаки, характерные для комплексов океанической стадии развития. Они представлены толщами, относившимися к вальзинской, далдаганской, набильской сериям, новиковской и, возможно, орлинской свитам [Геология СССР, 1970; Гальцев-Безюк и др., 1974; *Метаморфические...*, 1969; Семенов, 1982; Рождественский, 1983; Рихтер, 1986]. На Хоккайдо им отвечают образования "надгруппы Хидака" [Geological..., 1959—1968; Kiminami, Kontany, 1983]. Наиболее распространены толщи спилит-диабаз-яшмового, вулканогенно-кремнисто-грауваккового, кремнистого, глинистого и флишоидного характера. Местами присутствуют олистостромовые горизонты. Для метаморфических пород зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций (вальзинская серия) устанавливается тот же первичный состав. Фаунистические остатки пермского и более древнего возраста встречены только в известняковых и иногда кремневых глыбах, по-видимому олистолитах. Находки мезозойской фауны и микрофауны относятся к целому ряду толщ, еще недавно считавшихся палеозойскими [Рихтер, 1986].

Наиболее полную микрофаунистическую характеристику получили кремнистые толщи, обнаженные в районе горы Юнона, восточнее Корсакова. Здесь на основе послыонного изучения ряда частных разрезов был составлен сводный разрез,

включающий отложения всех ярусов среднего и верхнего триаса, трех отделов юры и низов мела, общей мощностью не более 450 м [Брагин, 1986]. Породы представлены яшмами, иногда глинистыми, местами окварцованными, с единичными прослоями фтанитов и измененных основных эффузивов. Отложения характеризуются отсутствием терригенной примеси, граувакковых или лавовых горизонтов, что определило малые мощности слоев. По характеру осадконакопления — с незначительным приносом обломочного материала, со скоростью 3—3,5 м/млн лет, — отложения сопоставимы с внутриокеаническими, известными по скважинам глубоководного бурения.

Соотношения этого кремнистого разреза с другими нижнемезозойскими разрезами Сахалина остается недостаточно ясным. Отложения Восточно-Сахалинских гор могут или отвечать более высоким стратиграфическим уровням по сравнению с отмеченными толщами [Рихтер, 1986], или же замещать их фациально [Рождественский, 1983]. Верхние горизонты всего комплекса датируются аптом—альбом или неокомом. При картировании в Набильском хребте в состав комплекса, вероятно, были включены и пачки верхнемеловых пород. На большей части территории востока Сахалина суммарная мощность изученных разрезов нижнего мезозоя достигает порядка 10 км. Особенно мощными оказываются пачки вулканитов и граувакк. Последние могли быть образованы только в сравнительной близости от участков суши, служивших источниками сноса материала. В составе терригенного материала пород нередко устанавливается преобладание кварц-полевошпатовых обломков.

Присутствие базальтов, диабазов и спилитов наиболее характерно для средней части нижнемезозойских разрезов Сахалина и Хоккайдо [Рождественский, 1983; Geology..., 1977]. Первичный состав большей части этих пород считается толеитовым [Vamba, 1974; Рождественский, Речкин, Соловьева, 1982; Рихтер, 1986; Kiminami, Kontanu, 1983]. Базальты п-ова Шмидта, судя по соотношению количества титана, фосфора и щелочей, могут отвечать островным толеитам. Наряду с толеитовыми базальтами встречаются иногда пласты и дайки кератофиров и щелочных базальтоидов. Во многих районах породы габбро-гипербазитового комплекса, спилиты, яшмы и радиоляриты образуют типичную офиолитовую ассоциацию. Часто они видны в тектоническом контакте друг с другом. Но местами можно наблюдать первоначальные взаимоотношения пород. Так, на Центральном Хоккайдо отмечено предположительно залегание юрской толщи непосредственно на образованиях габбро-гипербазитового комплекса [Vanno et al., 1978].

По результатам крупномасштабной геологической съемки на востоке Сахалина было проведено последовательное сопоставление разрезов набильской и далдаганской серий [Рождественский, 1983]. При этом подтвердилось представление об одновозрастности и сходстве состава нижнемезозойских толщ в разрезах Восточно-Сахалинских гор, Таулан-Армуданской гряды и Западного Сахалина [Гальцев-Безюк и др., 1974]. Таким образом, можно говорить о повсеместном распространении на Сахалине нижнемезозойского комплекса пород, отвечающего океанической стадии развития. Как на Хоккайдо, так и на Сахалине эти породы местами могут залегать непосредственно на меланократовых образованиях древней океанической коры. К середине мела на всей площади была сформирована кора субокеанического типа с мощным покровом осадков.

Для верхнемеловых комплексов Сахалина и Хоккайдо характерны разные типы разрезов на западе и востоке территории (см. рис. 25). Оба типа, однако, обладают особенностями, типичными для комплексов переходной стадии развития коры [Меланхолина, 1975; Разницын, 1982]. Большой интерес представляет обнаружение верхнемеловых отложений, промежуточных по характеру между западными и восточными разрезами. Они отмечены по разрозненным выходам в краевой части Восточной зоны Сахалина: в Сусунайском хребте, Таулан-Армудан-

ской гряде, Малотымовском массиве и на отрогах Восточно-Сахалинских гор⁴ [Рихтер, 1986]. Здесь встречаются граувакковые туфогенные песчаники, сравнимые, возможно, с породами побединской свиты Западно-Сахалинского прогиба и также содержащие иногда ископаемые альба—сеномана. Характерно присутствие мощных туфогенно-кремнисто-глинистых пачек. Сокращение общей мощности отложений и роли в них терригенных пород (кроме отмеченных песчаников), увеличение в разрезе количества кремнистых образований соответствуют, по видимому, достаточной удаленности участков седиментации от источников сноса материала. Восточнее (в Аниво-Гомонской зоне, по А.В. Рихтеру) существенно появление в разрезе олистостромовых горизонтов хаотического строения, с глыбами эффузивов, кремней, яшм и известняков, поступавшими из отложений разного возраста — от верхнепалеозойских до альб-сеноманских. Преимущественная приуроченность олистостром к альб-сеноманскому возрастному уровню отвечает усилению в это время тектонической подвижности и важному эпизоду сжатия по границе с океанической плитой.

Отложения низов верхнего мела на востоке Сахалина наиболее полно обнажены в пределах п-ова Шмидта [Геология СССР, 1970]. Это алевролитовые и флишоидные толщи с редкими фаунистическими находками сеномана и коньяк—сантона — аналоги быковской свиты западных разрезов. Верхнемеловые отложения Восточно-Сахалинских гор (рымникская, котиковская и березовская серии, коньяк—даний) [Геология СССР, 1970; Гранник, 1978; и др.] по набору пород сходны с нижнемезозойскими. Их отличительные черты состоят в появлении, кроме основных вулканитов, также средних и кислых, принадлежащих дифференцированной известково-щелочной серии; в большой роли олистостромовых образований; в значительной фациальной изменчивости толщ, на юге — с присутствием грубообломочных и угленосных пачек в верхах разреза. Суммарная мощность отложений 5—6 км или более. Однако высказывалось предположение, что породы рымникской и березовской серий не образуют единого разреза, а сближены тектонически [Разницын, 1982]. Кроме того, определение возраста олистостромовых толщ местами могло быть сделано по фаунистическим находкам из олистолитов и нуждается в проверке.

Эффузивные породы верхнемелового комплекса охарактеризованы значительным количеством силикатных анализов [Гранник, 1978, табл. 5—7]. Однако спилитизация и вторичные преобразования при выветривании существенно изменили первичный состав пород (см. табл. 7). Отнесение пород к той или иной магматической серии возможно только с определенной долей условности. Базальты и спилиты, несомненно, являются преобладающими среди верхнемеловых вулканитов, особенно в северных разрезах (в рымникской и березовской сериях⁵). Во многих случаях они представлены пиллоу-лавами. Обычно породы характеризуются высокими значениями величины FeO^*/MgO (1,5—5,5). Высокое содержание FeO^* и сравнительно низкая глиноземистость пород (11,5—16,5% Al_2O_3 , в единичных образцах больше) позволяют отнести их к толентам⁶. Судя по содержанию TiO_2 (в среднем 1,3, с вариациями от 0,4 до 1,8%, в единичных случаях больше), это могут быть толенты островодужного типа. Помимо базальтов и спилитов, в разрезах рымникской и березовской серий в подчиненном количестве присутствуют кварцевые альбитофиры и альбитофиры.

На юго-востоке территории известна наиболее полно дифференцированная ассоциация, включающая породы, которые отвечают по составу базальтам,

⁴ Отложения включались ранее в состав вальзинской и набильской серий палеозоя—низов мезозоя.

⁵ Полевые наблюдения свидетельствуют о залегании многих базальтовых тел березовской серии в виде олистолитов.

⁶ На диаграммах $SiO_2—FeO^*/MgO$ и $FeO^*—FeO^*/MgO$ [Miyashiro, 1974] состав пород также попадает в поле толентов. Однако этими диаграммами нельзя пользоваться для строгой оценки состава и разделения магматических серий.

андезитам и дацитам (учирская свита котиковской серии, кампан). В.М. Гранник [1978] эти породы рассматривал в составе трахиандезитового комплекса. Однако повышенное количество щелочных элементов во многих образцах (более 6%) связано, по-видимому, с существенной измененностью пород (H_2O до 6—7%). Значительное содержание Al_2O_3 (от 16 до 21%, редко меньше) и предельно низкие содержания TiO_2 (0,6% в базальтах), еще убывающие в кислых членах ряда (до 0,3% в дацитах), отвечают составу известково-щелочных пород. Индекс Пикока в породах, равный в среднем 51,2, соответствует наиболее щелочным образованиям известково-щелочной серии. Повышенная щелочность и низкие содержания TiO_2 отличают сахалинскую островодужную серию от одновозрастных известково-щелочных пород Сихотэ-Алиня. Однако общее направление их эволюционных трендов оказывается сходным (см. рис. 29). По мере перехода от базальтов к более кислым разностям в них наблюдается постепенное повышение общей щелочности и величины отношения FeO^*/MgO . Одновременно происходит снижение железистости известковистости, глиноземистости и титанистости, причем графики для пород Сахалина и Сихотэ-Алиня оказываются достаточно близкими (кроме графика TiO_2-SiO_2).

В целом роль известково-щелочных вулканитов в разрезе Восточного Сахалина сравнительно невелика. Лавовые горизонты не превышают по мощности 100—125 м. Мощность пачек вулканических брекчий и туфов достигает 300 м. Туфы базальтов, андезитов и дацитов распространены по всему верхнемеловому разрезу, но в наибольшем объеме встречаются в ассоциации с лавовыми горизонтами. Характерны линзовидные скопления вулканических брекчий и грубообломочных пород, известные, например, в разрезе р. Мелкой. Их формирование проходило, по-видимому, при размыве отдельных мелководных или наземных вулканических построек. Среди островодужных образований учирской свиты на юго-востоке интересно присутствие пластов (до 10—15 м) грубообломочных спекшихся туфов, характеризующих наземные условия извержений [Гранник, 1978].

Наличие отдельных прослоев и пачек грубообломочных пород, прибрежно-морских и наземных, известно в ряде разрезов. В составе их обломочного материала преобладают верхнемеловые вулканиты. В верхних горизонтах среди обломков появляются интрузивные габбро-монзониты, сиенит-аплиты, плагиограниты, а также кремнистые и метаморфические породы нижнемезозойского комплекса, выведенного в зону денудации. Помимо мелких обломков, в отложениях березовской свиты и ее аналогов (от кампана до дания) обнаруживаются разного размера олистолиты, представленные телами яшм, известняков, спилитов, песчаников, а в редких случаях — также серпентинитов, офикальцитов, амфиболитов [Разницын, 1982]. На ряде участков Охотского побережья — в районе устьев рек Богатой и Мелкой, у мыса Делиль-де-ля-Кройера — отложения представляют собой типичную олистостромовую толщу мощностью не менее 1 км. В алевролиты, в пачки переслаивания их с песчаниками и аргиллитами включены уплощенные олистолиты (до нескольких метров в поперечнике). Отдельные тела (до 300 м по протяженности) могут представлять собой олистоплаки — обрывки подводно-оползневых или надвиговых пластин. Местами в алевролитах и пачках переслаивания обнаруживаются дисгармоничные подводно-оползневые складки. Вся толща несет следы последующих деформаций, развальцевания и будинажа.

Особенности строения и состава верхнемеловых толщ характеризуют условия значительной тектонической и магматической активности на востоке Сахалина, отличные от режима стабильного погружения Западно-Сахалинской зоны. На востоке седиментация позднемелового времени сохраняла многие черты, присущие предшествующему этапу развития, с частыми вулканическими извержениями, с накоплением туфов и кремнистых илов, образовавших впоследствии пачки радиоляритов, зеленых, серых и сургучно-красных яшм (особенно характерные

для рымникской серии). Скорость седиментации могла достигать 250 м/млн лет, правда эти оценки весьма приблизительны из-за неточного подсчета мощностей толщ. Обилие, состав и свежесть обломочного материала определялись близостью источников сноса, располагавшихся как к западу и юго-западу от области седиментации, так местами и внутри самой области. Фациальная изменчивость отложений, присутствие наряду со сравнительно глубоководными кремнисто-глинистыми образованиями прибрежно-морских и даже наземных свидетельствуют о разнообразии палеогеографических обстановок. Наиболее глубоководные отложения начиная с сантонского века формировались в более северных участках региона. На юге в кампан-датское время нередко устанавливались прибрежно-морские и наземные условия с накоплением грубообломочных и угленосных осадков. Правда, первичные площадные соотношения могли быть нарушены в ходе последующих дислокаций.

Распространение вулканических и вулканогенно-осадочных пород свидетельствует о формировании в сантон-датское время вулканических построек центрального типа и значительном расчленении вулканического рельефа [Гранник, 1978]. Состав излияний позволяет говорить предположительно о заложении на востоке Сахалина элементов структуры островодужного типа, хотя сейчас и не представляется возможным произвести ее реконструкцию. Основная часть вулкаников, представлена породами серии островодужных толеитов, которые сочетаются с морскими отложениями, кремнисто-глинистыми и терригенными. Начиная с кампана в южной части структуры фиксируются извержения, давшие породы дифференцированной известково-щелочной серии. Они происходили синхронно с накоплением вулканогенно-осадочных отложений красноярковской свиты в Западно-Сахалинском прогибе и мощной вспышкой вулканизма в Сихотэ-Алине.

Формирование олистостромовых толщ в центральной части Сахалина относится преимущественно к середине мела, а на востоке — к маастрихт-датскому времени. По-видимому, эти толщи могут считаться комплексами-показателями покровных перемещений [Разницин, 1982]. Наиболее очевидным свидетельством таких перемещений служит наличие внутри березовской свиты крупных пластин-олистоплак. Судя по составу материала олистостромы, в перемещение и разрушение на востоке Сахалина были вовлечены преимущественно породы рымникской серии. Породы океанической коры, по-видимому, лишь изредка выводились в зону денудации и поставляли небольшое количество глыб. В условиях скупивания, нагромождения и разрушения покровных пластин в позднем сеноне — дании был создан расчлененный тектонический рельеф. Возвышенности, возникшие время от времени при перемещении пластин, поставляли обильный плохо сортированный материал. На склонах фиксируются частые подводно-оползневые дислокации и обвалы, а у подножья — быстрое (сотни метров в миллион лет) накопление флишоидных толщ. Замыкание прогибов Восточной зоны относится к самому концу мела [Шуваев, 1969; Гранник, 1978].

С концом мела — началом палеогена связано в основном образование сложной покровной структуры в Восточной зоне Сахалина и Хоккайдо [Рождественский, 1971; Разницин, 1982; Рихтер, 1986]. По-видимому, именно в это время меланократовые породы океанической коры и верхов мантии были выведены на поверхность вдоль крутых надвигов в зонах Восточно-Сахалинской магнитной аномалии и фронтальной части пояса Хидака (см. рис. 36). Многочисленные покровные пластины были перемещены на десятки километров к западу от корневых зон. В ряде мест Восточно-Сахалинских гор и п-ова Шмидта намечается существование целого пакета покровных пластин, включающих породы габбро-гипербазитового комплекса и всего разреза Восточного Сахалина, разделенные горизонтами серпентинитового меланжа [Гальцев-Безюк и др., 1974; Разницин, 1982; Рихтер, 1986]. Правда, верхняя возрастная граница покровообразования часто остается неопределенной. В Таулан-Армуданской гряде, Сусунайском хребте, на Тонино-

Анивском полуострове также закартирован ряд надвигов и покровов, маркируемых зонами меланжа и тектонических брекчий [Рихтер, 1986]. Повсеместное распространение позднекайнозойских нарушений и плохая обнаженность затрудняют расшифровку общей структуры Восточного Сахалина. Однако на основе детальных работ в ряде участков для главных надвигов отмечается преимущественно западная вергентность и предполагаются перемещения с океанической стороны. Сложная чешуйчато-покровная структура изучена японскими геологами в зоне Камуикотан на Хоккайдо [Geological..., 1959—1968]. Вдоль пологой надвиговой зоны установлены тектоническое сближение и совмещение комплексов востока и запада Хоккайдо. В ряде мест, например на р. Тесио, офиолитовые покровы оказались надвинутыми на запад, на терригенные толщи прогиба Исикари. В целом на востоке Сахалина и Хоккайдо повсеместно выявляются признаки обдукции позднемезозойских вулканогенно-кремнистых комплексов и пород их основания с образованием срывов на разных глубинных уровнях, особенно часто в верхах коры. Современные аналоги зоны обдукции не ясны. Для момента начала скучивания возможно ее сопоставление с краевыми океаническими валами.

Расслаивание и скучивание в субокеанической коре на востоке Сахалина и Хоккайдо сопровождалось ее сложным структурно-вещественным преобразованием, еще до конца не ясным. Проявления известково-щелочного интрузивного и эффузивного магматизма здесь были, по-видимому, не столь значительны, как, например, в области сихотэалинских мезозоид. Роль метаморфизма могла быть весьма велика. В ходе скучивания коры в мел-палеогеновое время были окончательно сформированы и выведены на поверхность метаморфические ассоциации, известные в центральных частях Сахалина и Хоккайдо [Метаморфические..., 1969; Рихтер, 1986; Geology..., 1977]. В составе метаморфических ассоциаций Сахалина (вальзинская серия) А.В. Рихтером установлено присутствие как относительно высокометаморфизованных меланократовых пород (в глыбах меланжа), так и мезозойских отложений, динамометаморфизованных в фации зеленых сланцев и локально в глаукофан-сланцевой фации. Проведенные наблюдения и новые микрофаунистические данные А.В. Рихтера и Н.Ю. Брагина позволяют считать массовое проявление динамометаморфизма послекампанским, связанным с формированием чешуйчато-надвиговых дислокаций Центрального Сахалина. В современной структуре пояс зеленосланцевых пород с участками глаукофановых сланцев прослеживается с перерывами в пределах поднятия Камуикотан, Сусунайского хребта, западных участков Восточно-Сахалинских гор и Малотымовского массива. Характерны неравномерное развитие метаморфизма и деформаций пород в пределах пояса, появление глаукофан-, жадеит- и лавсонитсодержащих пород перед фронтом офиолитовых покровов. Образование зеленосланцевых и эпидот-амфиболитовых ассоциаций отвечает, по-видимому, участкам наибольшего скучивания, где при максимальном повышении давления могли формироваться также глаукофан- и лавсонитсодержащие породы. В других участках пояса наблюдаются пренит-пумпеллиитовые сланцы и неметаморфизованные отложения, относящиеся к различным частям мезозойского разреза.

Пояс биотитовых гнейсов и мигматитов выведен на поверхность в пределах зоны Хидака, где наблюдались постепенные переходы от гранат-ортопироксеновых мигматитов и гнейсов (гранулитов) к амфиболитам и полосчатым биотитовым гнейсам, затем к рассланцованным биотитовым роговикам, от них — к роговикам и неметаморфизованным терригенно-глинистым породам "надгруппы Хидака" (см. рис. 36, 38) [Геологическое..., 1968; Komatsu et al., 1983]. Вверх по разрезу отмечено понижение как основности пород, так и степени метаморфизма. Формирование метаморфических пород связывается с высокотемпературными условиями, отвечающими глубинам до 15—20 км. С поясом гнейсов тесно пространственно ассоциированы небольшие интрузии гранитоидов, преимущественно биотитовых гранитов, с абсолютным возрастом от 43 до 17 млн лет. Отдельные гранитные

Рис. 38. Разрез метаморфического комплекса пояса Хидака, отвечающий "гранитно-метаморфическому" слою коры [Komatsu et al., 1983]

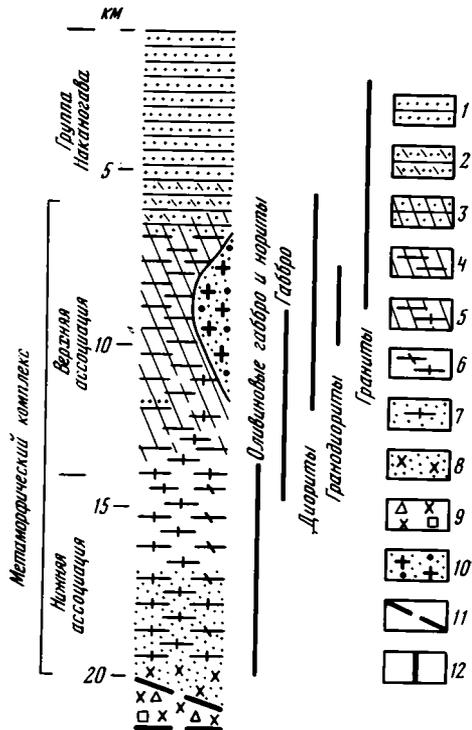
1 — песчаники и глинистые сланцы ("надгруппа Хидака"); 2,3 — роговики хлорит-мусковитовые (2) и биотит-мусковитовые (3); 4 — биотит-мусковитовые кристаллические сланцы и гнейсы; 5 — биотитовые гнейсы с линзами амфиболитов; 6 — биотитовые амфиболиты с линзами гнейсов; 7 — амфиболиты; 8 — гранулиты; 9 — милониты; 10 — мигматиты; 11 — разломы; 12 — интервалы распространения интрузивных образований

интрузии известны также в северных районах Хоккайдо, на Тонино-Анивском полуострове и в Восточно-Сахалинских горах.

В целом процесс преобразования субокеанической коры на востоке Сахалина и Хоккайдо включал интенсивное тектоническое сучивание, гранитоидный магматизм (проявленный ограниченно), формирование гнейсов и мигматитов на глубине⁷, которое привело к становлению в палеогене "гранитно-метаморфического" слоя. Образование молодой субконтинентальной коры в пределах Восточной зоны было завершено, по-видимому, к середине палеогена, когда вся зона была вовлечена в поднятие. Изучение терригенного материала во отложениях прогиба Исикари на западе показывает, что в эоценовое время уже подверглись размыву роговики пояса Хидака и серпентиниты из офиолитовых покровов [Геологическое..., 1968]. Позднее были выведены на поверхность более глубокие части "гранитно-метаморфического" слоя, так что в миоцене уже устанавливается разрушение гнейсов и мигматитов. Новообразованный "гранитно-метаморфический" слой в пределах Восточной зоны представлял собой достаточно жесткое образование. В дальнейшей истории региона он претерпел преимущественно хрупкие деформации.

Геофизическая модель строения коры на Центральном Хоккайдо [Den, Notta, 1973] (см. рис. 37) находится в соответствии с геологическими наблюдениями. Породы габбро-гипербазитового комплекса Хоккайдо, судя по независимым геологическим и геофизическим данным, соответствуют "базальтовому", или III слою коры. Выше лежащий комплекс пород, включающий значительный объем излишихся и гипабиссальных базальтоидов, может отвечать II слою позднемезозойской океанической коры. В современной структуре дислоцированные вулканогенно-кремнистые и терригенные толщи, а также их метаморфические аналоги отвечают "гранитно-метаморфическому" слою. Глубинные породы слоя образованы в значительной части гнейсами и мигматитами, изученными в поясе Хидака.

Особенности состава и структуры вулканогенно-кремнистых образований верхнего мела и более древних, характер пород меланократового фундамента, признаки покровообразования в самом конце мела, данные о сближении с терригенными комплексами Западной зоны, изученные в районе тектонотипа, выявляются также на Камчатке, в Корякском нагорье и других участках континентальной окраины [Пушаровский и др., 1983]. Те же особенности характеризуют и позднемеловые зоны континентальной окраины по другую сторону Тихого



⁷ Некоторые исследователи [Kimura et al., 1983] связывают эти явления с коллизией Евразийской и Северо-Американской плит.

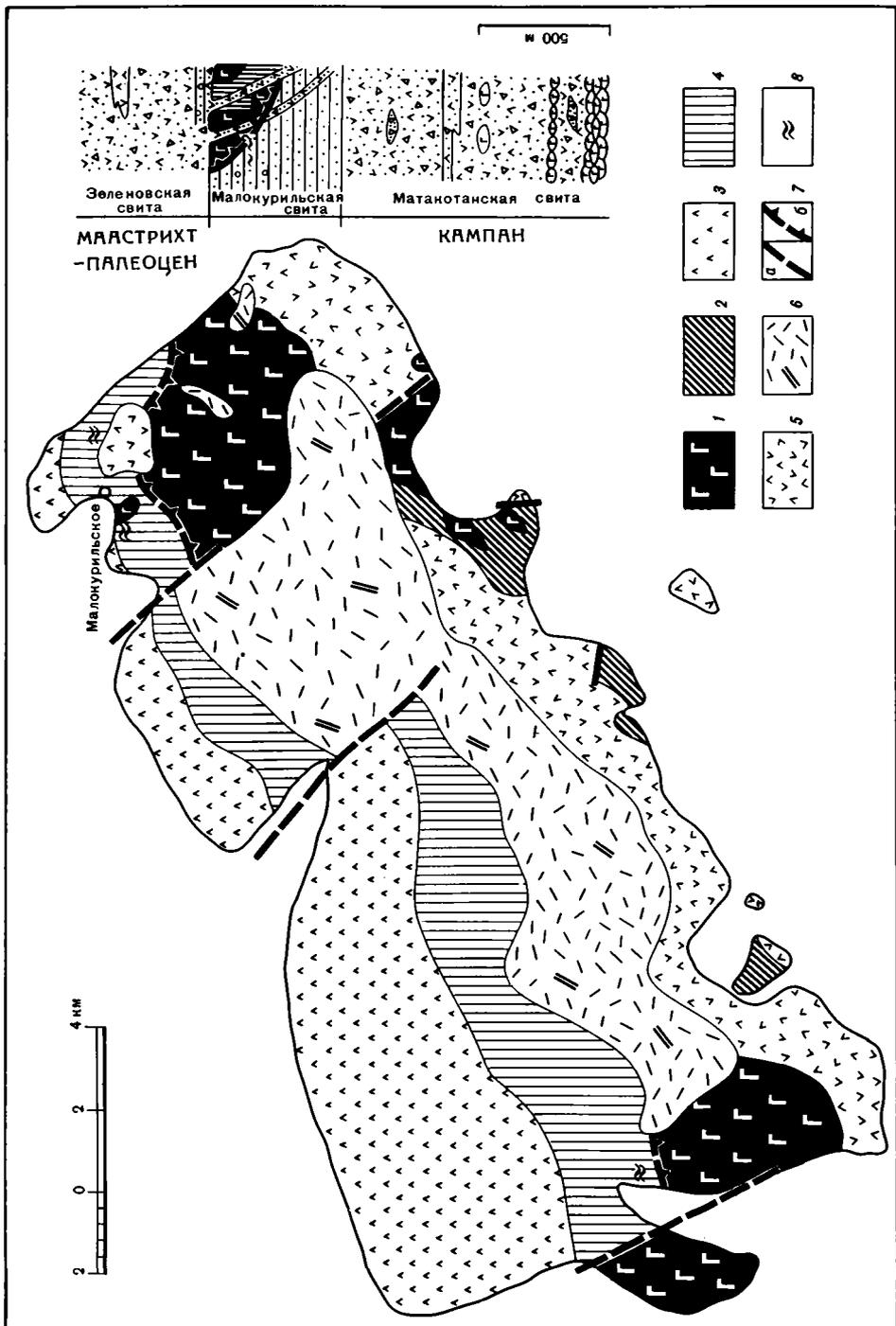


Рис. 39. Схема строения о. Шикотан в Малой Курильской гряде

1 — габброиды; 2 — комплекс параллельных даек долеритов и базальтов; 3—6 — осадочно-вулканогенный комплекс верхнего мела — палеоцена; 3 — отложения матакотанской свиты (кампан), 4 — отложения мало-курильской свиты (маастрихт), 5 — отложения зеленовской свиты (маастрихт—палеоцен), 6 — породы Ноторо—Томари; 7 — разломы (а — сбросы и сбросо-сдвиги, б — предполагаемые надвиги); 8 — участки подводно-оползневых нарушений. Остальные условные обозначения см. на рис. 34

океана [Bailey et al., 1964; Меланхолина, 1968, 1973]. Кайнозойская история различных районов распространения вулканогенно-кремнистого комплекса оказывается неодинаковой.

Структуры Куширо—Немуро—Малых Курил в позднемеловое время развивались в зоне, единой с Восточным Сахалином и Хоккайдо. На небольшой площади здесь удастся наметить связь различных событий переходной стадии развития коры с проявлением в конце мела островодужного магматизма, накоплением олистостромовой толщи, скучиванием, покровообразованием и становлением участка субконтинентальной коры, включенного затем во внешнее поднятие современной островной дуги. Породы основания зоны изучены в ксенолитах, вынесенных базальтами [Федорченко, Родионова, 1975]. Это достаточно однообразный меланократовый комплекс: амфиболиты апопироксенитовые и апогаббровые, в меньшем количестве роговообманковые габбро и в одном пункте серпентиниты. На океанической стороне о. Шикотан породы комплекса основания, по-видимому, обнажены на поверхности. Это полосчатые габбро и габбро-нориты, в небольшом количестве серпентинизированные перидотиты, в верхах комплекса — также лейкократовые разности габброидов. Они слагают, вероятно, аллохтонную пластину, обособляющуюся в Малокурильской моноклинали (рис. 39) [Меланхолина, 1978]. Верхняя часть пластины включает комплекс параллельных даек нескольких генераций (димитровский комплекс). Крутопадающие дайки базальтов и долеритов образуют около 80% объема, а габбро сохранились здесь лишь в виде отдельных скринов, как это видно в обнажениях бухт Димитрова, Горбунок и на о. Айвазовского.

Разрез Малокурильской зоны образован породами от кампанских до палеогеновых ("группа Немуро" и ее аналоги) [Гаврилов, Соловьева, 1973; Стрельцов, 1976; Меланхолина, 1975; Matsui, 1961; Geological..., 1959—1968, 1971—1976; Kiminami, Kontany, 1983] (см. рис. 25, 39). Указания на миоценовый возраст верхов разреза Малых Курил [Васильев и др., 1979] оказались ошибочными. Анализ фораминифер, спорово-пыльцевого комплекса и фауны моллюсков, собранных нами из отложений зеленовской свиты о. Юрий, позволяет уверенно определить их возраст как маастрихт-палеоценовый [Серова и др., 1984]. На южном шельфе Малых Курил разрез надстраивается вверх еще достаточно мощной слоистой толщей, известной по данным сейсмопрофилирования. В целом отложения, как и на Сахалине, представляют собой фациально изменчивый комплекс со значительной ролью грубообломочных толщ, прибрежно-морских и в верхах также наземных, общей мощностью 5 км. Вблизи Куширо описан терригенный разрез с преобладанием пачек флишоидного строения. Восточнее возрастает роль вулканитов базальтового, иногда трахибазальтового, в верхах изредка также андезитового и дацитового состава. На о. Шикотан в основании разреза видно чередование горизонтов базальтовых пиллоу-лав и грубых пирокластов, частично переотложенных (низы матакотанской свиты). Выше вулканиты представлены только туфо- и лавобрекчиями (в составе матакотанской и зеленовской свит)⁸.

⁸ Характер пород Ноторо—Томари остается неясным вследствие недостаточной обнаженности. Возможно, что это сборная группа, в которой большая часть выходов принадлежит породам дайкового комплекса.

Таблица 8

Содержание редкоземельных элементов в породах Малокурильской зоны (о. Шикотан), г/т

Элемент	471	464	555	566	470	529
	1	2	3	4	5	6
La	11,0	4,4	5,6	5,9	2,4	6,8
Ce	20	8,9	15	21	<10	16
Sm	3,9	2,1	2,0	2,1	0,90	2,0
Eu	1,6	1,4	1,3	1,2	0,67	0,96
Yb	2,2	1,4	1,6	1,6	0,78	0,87
Lu	0,40	0,25	0,17	0,20	0,11	0,20
La/Sm	1,8	1,4	1,8	1,8	1,7	2,2

Примечание. Анализы пород выполнены в химических лабораториях ИМГРЭ и ГИН АН СССР, аналитики С. Ляпунов, В. Мишакова, В. Чудинов. 1 — базальт матакотанской свиты; 2 — базальт зеленовской свиты; 3, 4 — базальты димитровского дайкового комплекса (из даек разной генерации); 5 — габбро Шикотанского массива; 6 — габбро из скрина в дайковом комплексе.

Характерной особенностью магматических пород является их чрезвычайно слабая дифференцированность по SiO_2 , только иногда приводящая к образованию андезитов и в единичных случаях дацитов. Данные силикатных анализов показывают достаточно однородный состав базальтоидов, хотя во многих случаях измененность пород и затрудняет их диагностику [Казакова и др., 1973; Сергеев, 1976, приложение 1—4]⁹. Умеренные концентрации FeO^* , постоянно низкое содержание TiO_2 и довольно значительное — Al_2O_3 свидетельствуют о возможной принадлежности пород слабодифференцированной известково-щелочной серии или островодужной толеитовой (см. табл. 7, рис. 29). Своеобразие комплекса состоит в поведении титана и глинозема в ходе дифференциации, необычном для известково-щелочной серии. Значения отношения Fe^*/MgO в образцах вулканических пород составляют от 0,8 до 2,7, в породах даек — от 0,6 до 1,9. Составы пород габброидных массивов варьируют, приближаясь к составам то даек, то вулкани-тов. От пород матакотанской свиты к породам зеленовской свиты и затем димитровского комплекса наблюдается последовательное уменьшение содержания Al_2O_3 и FeO^* и темпов снижения железистости. Одновременно происходит и некоторое изменение щелочного тренда с повышением щелочности крайних членов ряда. Однако все породы достаточно близки по щелочности и между собой, и с породами Сихотэ-Алиня (см. выше). В целом по данным силикатного анализа провести точную диагностику магматических серий, по-видимому, нельзя.

Единичные анализы пород на содержание редкоземельных элементов также не могут пока быть использованы для окончательных выводов, но представляют интерес для характеристики состава пород (табл. 8, рис. 40). Образец пиллоу-лавы из матакотанской свиты по распределению редкоземельных элементов оказался весьма близким к островным толеитам горы Суйко в Императорской зоне Тихого океана. Обогащение лантаном 30-кратное по сравнению с хондритом, отношение La/Sm — около 1,8. Породы дайкового комплекса менее обогащены легкими редкоземельными элементами, но сходны по их распределению; величина отношения La/Sm в них также равна 1,8. Образец базальта из зеленовской свиты имеет лишь 13-кратное обогащение лантаном; по содержанию редкоземельных элементов он напоминает абиссальные толеиты, в частности базальты с поднятия Шатского, но отличается по величине отношения La/Sm , равной

⁹ Данные по содержанию в породах малых элементов опубликованы И.Н. Говоровым с соавторами [1980]. Графики распределения редкоземельных элементов приведены Л.М. Парфеновым и др. [1983], однако без публикации аналитических данных.

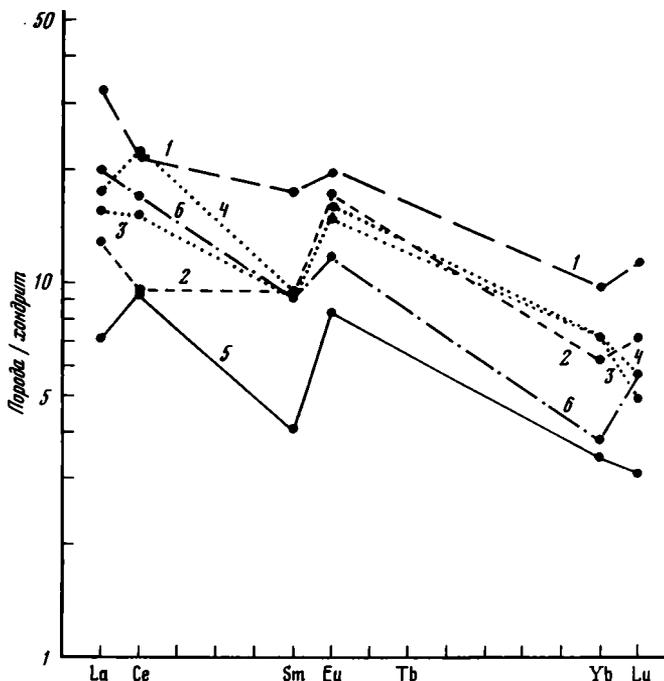


Рис. 40. Диаграмма поведения редкоземельных элементов в магматических породах о. Шикотан. Цифры на графиках соответствуют номерам анализов табл. 8

1,4. Образец габбро из Шикотанского массива представляет собой наиболее примитивную породу — с обогащением лантаноидами всего лишь 7-кратным по сравнению с хондритом. Но величина отношения La/Sm , равная 1,7, и график поведения редкоземельных элементов показывают близость габбро к отмеченным образцам базальтоидов. Сходство составов всех пород подтверждается и резким максимумом в содержании европия, который особенно характерен для кумулятов, но проявлен и в лейкократовом габбро, и в базальтах. Все анализированные образцы имеют сравнительно пониженное содержание тяжелых лантаноидов, связанное, возможно, со спецификой их мантийного источника. Картина химического родства габбро и базальтоидов может отвечать их совместному формированию в островной структуре с последующим выведением интрузивных образований на поверхность.

Продолжительность вулканических извержений в зоне Куширо — Немуро — Малых Курил составляла не менее 20 млн лет. С ростом вулканических построек были связаны значительное расчленение рельефа, появление островов, накопление мощных вулканокластических толщ. Вместе с тем в составе магматических проявлений не наблюдается существенной эволюции, отвечающей определенному развитию островодужной структуры в кампан-палеоценовое время. Палеоценовые вулканы зеленовской свиты и, возможно, породы Ноторо — Томари по составу даже ближе к океаническим породам, чем матакотанские базальты.

В пределах п-ова Немуро и островов Малой гряды интересен эпизод трахибазальтового магматизма маастрихтского времени, проявившегося преимущественно во внедрении силлов [Казакова и др., 1973; Цветков, 1982]. На о. Танфильева местами устанавливается проникновение силлов прямо в неуплотненные осадки, а также их дробление и захоронение глыб внутри вмещающей толщи малокурильской свиты. Породы силлов по содержанию SiO_2 , TiO_2 , величине FeO^*/MgO существенно не отличаются от отмеченных вулкаников, формировавшихся раньше

и позднее их внедрения. Щелочность пород проявляется в резком повышении роли K_2O — в среднем до 3,3% по сравнению с 1,0—1,4% в базальтах матакотанской и зеленовской свит¹⁰. В крайних щелочных дифференциатах внутри отдельных силлов содержание K_2O может достигать 7%, а суммарная щелочность — более 10%. Быстрое обогащение пород щелочными элементами сопровождается интенсивным накоплением Al_2O_3 и сокращением содержания FeO^* , TiO_2 и CaO . Образование высококальциевых пород в пределах Малых Курил ряд исследователей объясняют контаминацией магматического расплава материалом континентальной коры, предполагаемой в основании структуры [Стрельцов, 1976; Фролова и др., 1977; Цветков, 1982]. Однако тектонические особенности всей рассматриваемой зоны востока Сахалина—Малых Курил, отсутствие здесь каких-либо признаков существования в позднем мелу "гранитного" слоя заставляют искать иное объяснение. При этом для понимания генезиса пород весьма существенными представляются данные о тектонических событиях маастрихтского времени.

В целом щелочно-базальтовый магматизм представлен весьма незначительным объемом материала, так что маастрихтский век характеризуется почти амагматичным режимом. Отложения имеют облик терригенного флиша (малокурильская свита и ее аналоги). В их верхней части прослеживается протяженный горизонт со следами интенсивного подводного оползания и обвалов [Меланхолина, 1978]. Они фиксируются в виде крупных внутрiformационных складок в отложениях "формации Аккеси" района Кусиро и "формации Чобоси" п-ова Немуро на Хоккайдо [Geological..., 1959—1968]. Дисгармоничные складки меньшего масштаба можно наблюдать в толще малокурильской свиты на о. Танфильева. Сложные подводно-оползневые дислокации во флишоидной толще обнаружены в пределах о. Шикотан на склоне одноименной горы и по обоим берегам бухты Дельфин. В толщу включены многочисленные олистолиты — обрывки песчаных пластов, то оползшие в виде капли, то смятые в складки. В бухте Дельфин внутри пачки частого переслаивания видна серия лежащих складок разного размера с амплитудой до 20 м, как бы набегающих одна на другую, перемещенных в северном направлении и перекрытых ненарушенными слоями той же пачки.

Все участки подводно-оползневых нарушений на Шикотане располагаются вблизи северного края габброидных массивов. На побережье Малокурильской бухты внутри перемятой песчано-алевролитовой пачки, помимо глыб тех же алевролитов, туфопесчаников и туфов, заключены олистолиты — отторженцы габброидного массива. Несомненно, отторженцы габброидов были перемещены в маастрихтское время к северу от массива и включены во флишоидную толщу малокурильской свиты. Краевые части габброидных массивов на всем протяжении приведены в соприкосновение с породами малокурильской свиты. Их непосредственный контакт обычно задернован. Но в нескольких обнажениях у устья ручья Отрада видно пологое налегание краевой части габброидного массива или его крупных отторженцев на алевролиты. Последние не несут следов контактового метаморфизма; местами они перетерты и заметно рассланцованы, плоскости рассланцевания располагаются параллельно контакту. Характер контакта явно тектонический, масштабы перемещения не ясны.

Наблюдавшийся тектонический контакт габброидов с отложениями малокурильской свиты, наличие в последних габброидных олистолитов и серии подводно-оползневых нарушений вблизи границ массивов свидетельствуют об аллохтонном залегании габброидов и их перемещении к северу в маастрихтское время. Оба габброидных массива Шикотана, вероятно, представляют собой элементы единой покровной пластины, скрытой в центральной части острова под более молодыми магматическими образованиями. Сама пластина габброид-

¹⁰ Во всех случаях абсолютное содержание K_2O является повышенным за счет значительных вторичных изменений пород (п.п.п. — до 4% и более).

дов, судя по ориентировке полосчатости, вероятно, почти не нарушена и залегает в соответствии со структурой Малокурильской моноклинали с пологим наклоном к юго-востоку. Можно предполагать значительные размеры пластины и ее погружение почти без перерыва на большую глубину.

Это подтверждается существованием крупной положительной Восточно-Курильской магнитной аномалии, протянувшейся вдоль зоны Немуро—Малые Курилы—хр. Витязя и склона глубоководного желоба (до 900 нТ) [Кочергин, 1975; и др.]. Характерная асимметричная форма аномалии соответствует наклону магнитовозмущающих масс к юго-востоку, локальный минимум на востоке может отвечать отрыву пластины на глубине. Проведенные расчеты глубины залегания верхних кромок магнитовозмущающего тела дают цифры, увеличивающиеся на юго-восток от 1—6 до 7—14 км. Здесь же установлена интенсивная положительная гравитационная аномалия, проявляющаяся как в редукции Буге, так и в свободном воздухе [Гравиметрическая..., 1977, и др.; Geological..., 1971—1976]. Значения аномалий Буге на п-ове Немуро достигают +230 мГал. При сравнении гравиметрических и сейсмических данных была рассчитана величина остаточной аномалии — около +120 мГал, указывающая на существование под осадочной толщей мощного тела плотных пород, возможно, габброидного состава [Косыгин, Павлов, 1975]. Следовательно, независимые данные, геологические, магнитометрические и гравиметрические, позволяют проследить габброидную пластину как по простиранию, так и на глубину — по-видимому, до уровня геофизического "базальтового" слоя, т.е. для Восточно-Курильского магнитного максимума, как и для Восточно-Сахалинского, намечается связь с крупным офиолитовым поясом, отвечающим выходам на поверхность пород "базальтового", или III, слоя коры.

Вероятно, габброидные массивы Шикотана не очень далеко удалены от своих корневых зон. Судя по составу шикотанских габброидов и базальтов, можно предполагать их генетическую близость (см. выше). Комплекс параллельных даек, рвущих габброиды в верхней части пластины, мог быть образован как до ее тектонического становления, так и позднее. Туфобрекчии зеленовской свиты, несомненно, несколько моложе габброидов. На побережье бухты Димитрова они непосредственно перекрывают габброиды, а в ряде мест образуют серию кластических даек, прорывающих и дробящих породы габброидной пластины.

Становление шикотанского габброидного аллохтона в маастрихтское время, формирование перед его фронтом олистостромовой толщи и полосы подводно-оползневых нарушений, несомненно, было связано с эпизодом сучивания коры, примерно синхронным с отмеченным для востока Сахалина. С условиями субгоризонтального сжатия—субвертикального растяжения в коре оказалось связанным и внедрение трахибазальтовых силлов, относящиеся к маастрихтскому времени. Однако в постмаастрихтское время в Малокурильской зоне не обнаруживаются признаков дальнейшего сжатия и изменения тектонического режима. Образование многочисленных кластических даек в палеоценовое (?) время происходило уже при субгоризонтальном растяжении, ориентированном в меридиональном или северо-западном направлении. Малокурильская зона не претерпела в палеогене такого сучивания и усложнения покровной структуры, как Восточно-Сахалинская. Осадконакопление продолжалось здесь и в палеогене, подобно зоне западных прогибов.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

В пределах о. Сахалин проведен небольшой объем работ по глубинному сейсмическому зондированию [Суворов и др., 1970]. Но для суждения о структуре коры здесь могут быть использованы также участки девяти морских профилей, выходящих в пределы шельфа [Глубинное..., 1971] (см. рис. 36). В центральной части острова мощность земной коры 35 км с локальным увеличением до 40 км

у мыса Ламанон (рис. 41). К югу мощность уменьшается до 30 км, а на перешейке Поясок, по-видимому, до 23 км.

Разнообразие полученных скоростных разрезов коры соответствует сложности общей структуры острова, наличию значительной тектонической расслоенности, неоднородной в западной и восточной зонах. Часто вдоль единой границы прослеживаются существенные вариации скоростей, что может отвечать смещению в структуре различных по плотности образований. Такая сложность строения не позволяет повсеместно проследить подошву "гранитно-метаморфического" слоя и судить о его роли в структуре коры на западе и востоке. На материале всех разрезов могут быть уверенно прослежены только две опорные сейсмические границы, отвечающие кровле консолидированной коры (или ее "гранитно-метаморфического" слоя) и поверхности М. Наиболее распространенные значения граничных скоростей для них соответственно 6,0—6,5 и 7,8—8,3 км/с. Средние скорости в эффузивно-осадочном слое выше первой опорной границы в участках распространения мощных третичных толщ — 2,3—3,7 км/с, как это видно на профилях 27 и 30-3. Наиболее высокоскоростными ($v=5,0$ км/с на профиле 20-Ю) являются мезозойские образования Тонино-Анивского полуострова, с преобладанием плотных граувакк, с мощными пластами базальтов и диабазов. Для эффузивов Восточно-Азиатского пояса средние скорости 4,2—4,6 км/с (на профиле 30-3).

Анализ профилей ГСЗ показал, что опорная граница со скоростями 6,0—6,5 км/с не отвечает единой геологической границе и в разных районах Сахалина может быть сопоставлена с поверхностью то меловых отложений, то более древних пород [Глубинное..., 1971]. Некоторая удаленность морских профилей от наземных обнажений и недостаточная разрешающая способность метода вообще ограничивают возможности подобных сопоставлений. Кроме того, отмеченные различия верхнемеловых толщ западных и восточных разрезов, сходство последних с нижнемезозойскими отложениями, сложность их дислокаций с образованием целого пакета покровных пластин из пород различной плотности показывают неправомочность сопоставления сейсмических границ по данным ГСЗ с какими-либо общерегиональными стратиграфическими границами. На востоке Сахалина местами выявляется расположение верхней опорной сейсмической границы внутри дислоцированного вулканогенно-кремнистого комплекса, так что часть его образований — уплотненных и метаморфизованных — в современной структуре отвечает "гранитно-метаморфическому" слою.

Глубина до верхней опорной границы на востоке острова 2—4 км и меньше. При переходе к Западно-Сахалинскому прогибу на профиле II установлено резкое погружение этой границы до глубины 8,5 км (см. рис. 41). Вместе с тем непосредственно ниже терригенно-глинистых толщ прогиба ($v=2,8-3,8$ км/с) нередко обнаруживается залегание весьма высокоскоростных пород ($v=6,4-6,5$ км/с), вероятно, меланократового состава. Локальные повышения скоростей на верхней опорной границе отмечены также на Тонино-Анивском полуострове (до 6,5 км/с) и севернее в пределах шельфа (до 6,9 км/с на профиле 20-Ц). Можно предполагать их соответствие пластинам меланократовых пород "базальтового" слоя, выведенным близко к поверхности. Участки повышения граничных скоростей до 6,4 км/с, отмеченные севернее мыса Беллинсгаузена (профиль 20-С) и к югу от зал. Пильтун (профиль 14-М) [Строение..., 1964], тяготеют непосредственно к офиолитовому поясу Восточно-Сахалинской магнитной аномалии. Глубина границы, определенная на профиле 14-М в 5 км, соответствует положению верхней кромки магнитоактивного тела (по расчетам П.М. Сычева [1966]). Правда, для прямых сопоставлений имеющиеся данные недостаточно точны.

Оценки средних скоростей в коре для Восточного Сахалина колеблются от 5,5 до 5,8 км/с, что позволяет предполагать здесь сравнительно большую мощность низкоскоростных образований, которые могут соответствовать "гранитно-мета-

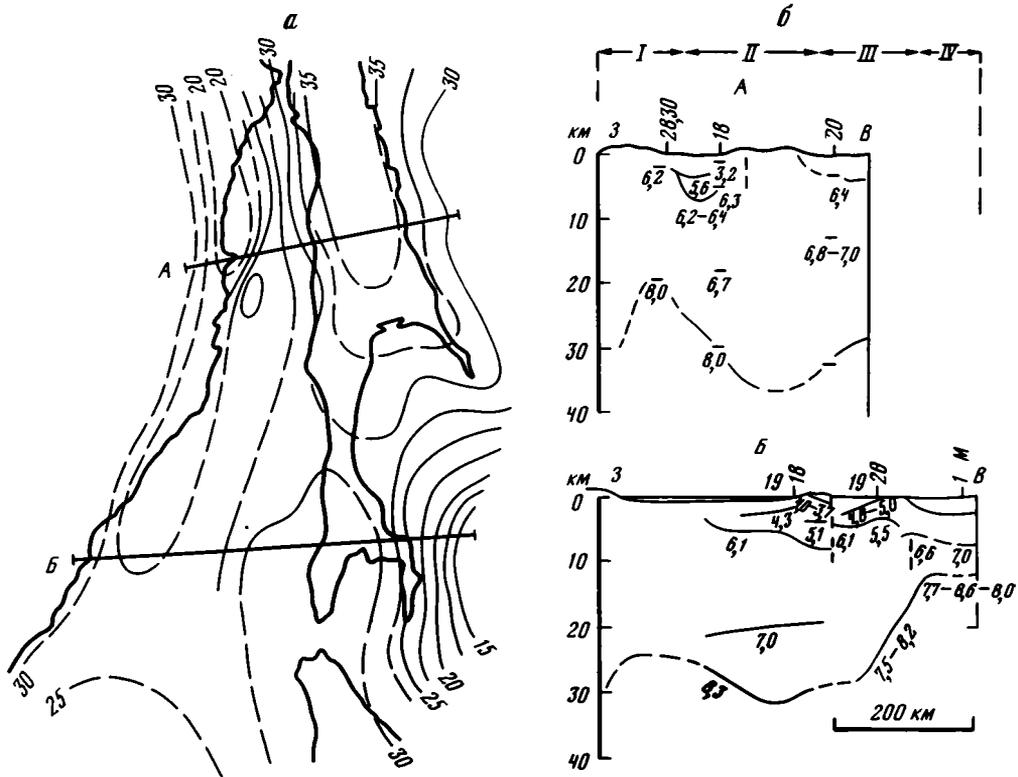


Рис. 41. Схемы распределения мощностей (а) и строения земной коры (б) в системе поздне-мезозойской континентальной окраины в пределах Сахалина—востока Сихотэ-Алиня по данным ГСЗ [Глубинное..., 1971].

На карте показаны изопахиты коры (в км) и линии сводных разрезов коры. На сводных разрезах отмечено расположение секущих профилей ГСЗ. На профилях даны скорости продольных волн, км/с. Римскими цифрами обозначены: I — зона вулканического поднятия в пределах Сихотэ-Алиня, II — Западно-Сахалинский прогиб—палеожелоб, III — Восточно-Сахалинская зона обдукции, IV — участок наложенной Южно-Охотской котловины; арабскими — номера профилей

морфическому” слою. Действительно, если подошва слоя отвечает промежуточной границе со скоростями 6,6—7,2 км/с, выделенной на разрезах восточного шельфа Сахалина (профили 20-С и 20-Ц), то мощность слоя изменяется от 8—12 км в районе п-ова Терпения до 18 км на траверзе пер. Поясок. Эти величины несколько меньше установленных в Сихотэ-Алине. Мощность “базальтового” слоя здесь около 15—20 км.

В Западно-Сахалинском прогибе породы коры характеризуются несколько большими средними скоростями (обычно 5,8 км/с), несмотря на наличие мощного комплекса терригенно-глинистых пород с низкой плотностью. Промежуточная граница со скоростями 6,7—7,0 км/с здесь часто обнаруживается на глубинах всего 8—12 км (профили 28, 29-3, 30-3), т.е. мощность “гранитного” слоя в фундаменте Западно-Сахалинского прогиба может составлять на юге только 4—5 км, в районе от пос. Бошняково до Дуэ - около 10—12 км (профиль 18). Уже на верхней опорной границе под прогибом нередко фиксируются скорости, приближающиеся к скоростям “базальтового” слоя (см. выше). В целом породы фундамента прогиба по своим физическим характеристикам оказываются весьма близки к веществу “базальтового” слоя, т.е. вероятно содержат значительное количество основного и ультраосновного материала. Эти особенности корового разреза могли быть связаны с заложением прогиба на субоксанической коре и ее незначительным

последующим преобразованием. Сейсмические скорости на границе М, определенные во многих пунктах, варьируют от нормальных до сильно повышенных, вплоть до 8,9 км/с вблизи мыса Свободный (на юге профиля 20-Ц), до 9,0 и даже 9,4 км/с на участке от мыса Ламанон до пос. Бошняково (профиль 18). Установление аномально высоких скоростей в верхах мантии характеризует, по-видимому, напряженное состояние пород под осевой частью Западно-Сахалинского прогиба, подвергшихся интенсивному сжатию и уплотнению.

Глубинное сейсмическое зондирование в Татарском проливе дает материал для характеристики соотношений Западно-Сахалинского прогиба с зоной Восточно-Азиатского вулканического пояса [Глубинное..., 1971]. На профилях 28, 30-3 и 29-3 сахалинским структурам соответствует прогиб поверхности М до глубин 30—35 км. В сторону вулканического пояса прослежен ее постепенный подъем вплоть до глубины 18 км у мыса Сюркум. У побережья Приморья зоне вулканического пояса соответствует вал в рельефе поверхности М с глубинами ее 20—25 км; далее на запад в Сихотэ-Алине поверхность М снова погружается до глубины 35 км и больше (см. рис. 41). Сокращение мощности коры менее 30 км было отмечено и для Охотско-Чукотского звена вулканического пояса (профили 12-М, 13-С) [Строение..., 1964]. В целом валообразное поднятие поверхности М в зоне Восточно-Азиатского вулканического пояса может быть предположительно прослежено на расстояние до 2000 км при ширине порядка 100 км. Таким образом, парные структуры позднемелового вулканического поднятия и терригенного прогиба получают прямое выражение в рельефе границы М. Эта особенность в строении системы позднемезозойской континентальной окраины была выявлена Ю.В. Тулиной. Сопоставление глубинной структуры позднемезозойской и современной континентальных окраин показало их несомненное сходство, подтверждающее мнение о единстве процессов, протекавших на западной периферии Тихого океана в последние 100 млн лет [Тулина, 1976].

Установленное сходство помогает понять и тектонический смысл крупной разломной структуры, давно выявленной в фундаменте Западно-Сахалинского прогиба у побережья Сахалина [Гальцев-Безюк, Сычев, 1963; Меланхолина, 1973]. Возможно, что разломная структура представляет элемент древней сейсмофокальной зоны, определившей заложение и длительное развитие прогиба-палеожелоба, а также сжатие, уплотнение, тектоническое расслаивание и совмещение пластин корово-мантийных пород в фундаменте прогиба, выявляемое по повышению сейсмических скоростей в коре ($v=5,8$ км/с), по наличию местами высокоскоростного горизонта ($v_7=7,4-7,5$ км/с) в ее подошве. Образование отмечавшихся участков аномально высоких мантийных скоростей под осевой частью прогиба тоже могло быть вызвано сжатием и напряженным состоянием пород в полосе, связанной с древней фокальной зоной. Погружению этой зоны в сторону материка отвечает расположение Сихотэ-Алинского отрезка вулканического пояса.

Известные данные о мощностях и скоростные характеристики коры Сахалина—Татарского пролива позволяют считать ее континентальной [Глубинное..., 1971]. При этом нужно, однако, учитывать и незаконченность формирования коры, и влияние на ее структуру позднекайнозойских деструктивных процессов. По сравнению с меловой корой Сихотэ-Алиния на Сахалине кора оказывается несколько менее мощной и более низкоскоростной, "гранитно-метаморфический" слой здесь менее развит, чем в Сихотэ-Алине. Особенно малые его мощности (от 5 до 10—12 км) и незавершенность формирования складчатой структуры характерны для Западно-Сахалинского прогиба.

**ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ
НА ГРАНИЦЕ КОНТИНЕНТА И ОКЕАНА**

Как показывает приведенный обзор, в составе позднемезозойского континента на северо-востоке Азии основная роль принадлежит структурам с раннепротерозойским и меловым возрастом коры. Этим определяются наиболее важные рубежи в тектонической истории региона. Ко времени около 1,6 млрд лет назад здесь впервые была создана обширная область с корой континентального типа [Тектоника континентальных..., 1980]. Последующие деструктивные процессы привели к значительному раздроблению этой области с образованием раздвигов и раскрытием зон со вторичной океанической корой. Однако комплекс пород древнего "гранитно-метаморфического" слоя не был уничтожен в ходе фанерозойских тектонических процессов и сохранился в виде фрагментов различного масштаба. Сибирская платформа представляет собой наиболее монолитный континентальный массив с раннепротерозойской корой. Отрезок вулканического пояса на востоке Алданского щита отвечает, возможно, участку древней активной континентальной окраины. Интересно, что и в позднейшее время этот участок сохранил свое окраинно-материковое положение.

На всей площади северо-востока Азии новообразование "гранитного" слоя устанавливается только в конце перми — начале триаса по периферии Ханкайского массива. Активизация известково-щелочного эффузивного и интрузивного магматизма на окраине континента выявляется как в позднепермское время, так и в середине девона. Характерна приуроченность вулканических зон к краевым частям древних массивов — Ханкайского и Омолонского. На юге Приморья распространение вулканоплутонических комплексов среднего девона и верхней перми оказывается одинаковым, что фиксирует постоянство в расположении этого отрезка континентальной окраины. Фрагмент позднепермского вулканического пояса в Южном Приморье сохранился лучше, чем участки более древних поясов. Его сочетание с одновозрастным терригенным прогибом позволяет с достаточной уверенностью рассматривать эти структуры как элементы активной континентальной окраины, примыкавшей к океаническому бассейну с вулканогенно-кремнистой седиментацией [Мазарович, 1985]. Завершение магматического процесса и роста "гранитно-метаморфического" слоя в пределах вулканического пояса, отмирание системы активной окраины относится к началу триаса. Развитие терригенного прогиба у континентального края продолжалось более длительно.

Как наращение древнего континента молодыми зонами, так и процессы его раздробления устанавливаются преимущественно в восточной краевой части, вблизи границы со структурами океанического типа. В начале мезозойского тектонического цикла дробление окраины континента было проявлено в образовании ряда грабенообразных зон. Эти зоны субмеридионального и северо-восточного простирания располагались, возможно, в тылу более крупных раннемезозойских раздвигов. Признаком существования последних является, по-видимому, широкое развитие толеитового вулканизма в районах Восточного Приморья, Хоккайдо и Сахалина. О раскрытии структур с океанической корой свидетельствуют местами непосредственное налегание мезозойских образований на породы меланократового фундамента. Неоднократное проявление деструкции в приокеанической полосе, интенсивный размыв с накоплением граувакковых, флишоидных и глинистых толщ, мощный базальтовый магматизм и кремнеаккумуляция продолжались на северо-востоке Азии на протяжении до 1,5 млрд лет. Особенно интересны разрезы нижнемезозойских отложений Сахалина и Сихотэ-Алиня, характеризующие осадконакопление в условиях океана и континенталь-

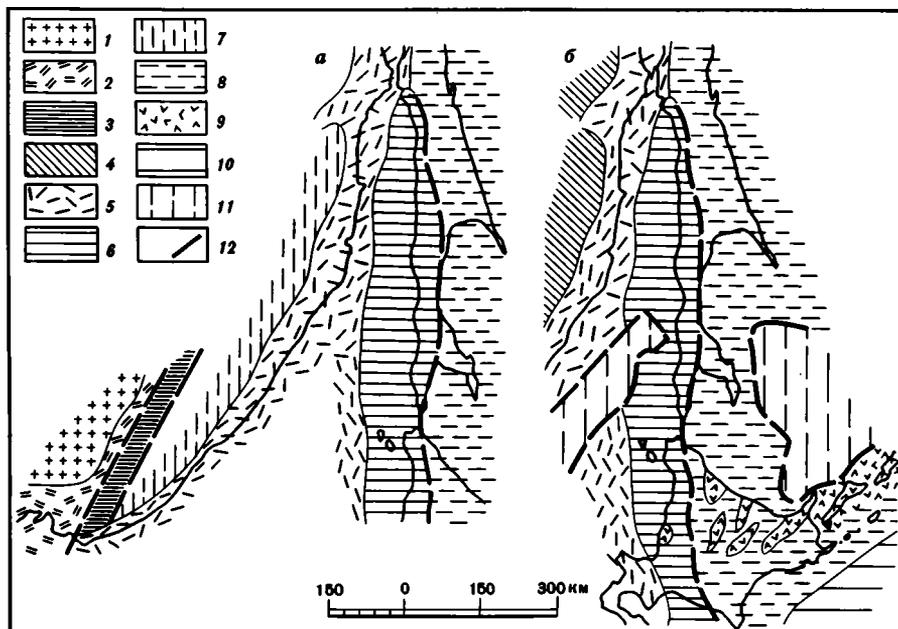


Рис. 42. Схема перестроек континентальной окраины юга Дальнего Востока в позднемезозойское (а) и позднекайнозойское (б) время

1 — древний континент; 2, 3 — элементы пермской континентальной окраины: 2 — фрагменты вулканического пояса. 3 — терригенный прогиб (палеожелоб?); 4 — позднемезозойский континент; 5—8 — элементы меловой континентальной окраины: 5 — вулканический пояс (в альб-туронское время палеодуга), 6 — палеожелоб, 7 — палеоструктура окраинного моря (для альб-туронского времени), 8 — зона обдукции; 9—11 — элементы позднекайнозойской континентальной окраины: 9 — островная дуга, 10 — глубоководный желоб, 11 — котловины окраинных морей; 12 — разломы. Тектонические зоны показаны в их современном положении

ного склона [Мазарович, Рихтер, 1985]. Отмеченные эпизоды сжатия и формирования "гранитно-метаморфического" слоя проявились на ограниченных площадях и не привели к коренной структурной перестройке.

Становление огромных объемов континентальной коры и общая перестройка структур Северо-Восточной Азии относятся к меловому времени. Зоны с новообразованной меловой корой спаяли в единый материк древние континентальные массивы и значительно нарастили их с востока. Все это складчатые зоны мезозой, формирование которых не было строго одновременным на всей площади [Тектоника континентальных..., 1980]. В пределах единой области Сихотэ-Алиня процесс формирования складчатой структуры также был растянут во времени: от границы юры и мела в западных районах до позднего мела на востоке. Тектонические движения раннемелового времени привели к повсеместной тектонизации пород: их расщеплению, милонитизации, складчатости, к расслаиванию и многократному повторению тектонических пластин в верхних горизонтах коры, местами — к выведению на поверхность габброидов и ультраосновных пород из нижних частей корового разреза. Скучивание в субокеанической коре, метаморфизм пород на глубине, местами гранитоидный магматизм (проявленный ограниченно) отвечали началу формирования "гранитно-метаморфического" слоя на западе Сихотэ-Алиня. Масштабы этого явления и его длительность пока не ясны. Особенности корообразования, произошедшего аллохтонным путем, определили, по-видимому, его незавершенность. Начавшееся преобразование коры в Сихотэ-Алине с ростом ее "гранитно-метаморфического" слоя продолжалось не менее 50 млн лет.

Наиболее значительным моментом всей структурной перестройки на Дальнем Востоке представляется альб-сеноманское время¹, когда была заложена новая тектоническая система континентальной окраины, смещенная к востоку по сравнению с позднепалеозойской (рис. 42). Ее появление было одновременным или непосредственно следовало за сжатием и формированием складчато-надвиговой структуры на западе Сихотэ-Алиня². Вулканическая островодужная зона востока Сихотэ-Алиня и Западно-Сахалинский прогиб были заложены в пределах области с субокеанической корой. Продолжение этих структур может быть прослежено в Японии, причем на юго-западе о. Хонсю видно наложение меловой вулканической зоны непосредственно на структуры с позднепалеозойским "гранитным" слоем. В ряде участков Восточно-Азиатского вулканического пояса известны магматические проявления в конце юры—начале мела. К альб-сеноманскому времени вулканический пояс существовал уже как единая структурная зона окраины Азиатского материка. Тектоническая зональность, определившаяся в середине мела на западной периферии Тихого океана, обнаруживает значительное сходство с современной. Во фронтальной части континентальной окраины здесь также выделялись парные структуры вулканических поднятий и терригенных прогибов, а в тыловой части — древние аналоги окраинных морей (рис. 43). Сходство в общей зональности для мела и кайнозоя дополняется сопоставлением структур по ряду признаков: морфологических, палеоэкологических, литологических, петрологических и геофизических, позволяющих всесторонне охарактеризовать элементы меловой континентальной окраины.

При рассмотрении процесса структурной перестройки альб-сеноманского времени одним из узловых следует считать вопрос о синхронности или диахронности в заложении элементов системы континентальной окраины. Пока для решения вопроса имеется слишком мало биостратиграфических данных. Для прогибов Западно-Сахалинского и Исикари, отвечающих зоне палеожелоба, можно предполагать неодновременность заложения вдоль их простираения. На северном участке обособление терригенного прогиба в пределах раннемезозойского океанического бассейна относится к сеноману, на участке опорного найбинского разреза — вероятно, к альбу—сеноману, в пределах Хоккайдо — к апт-альбскому времени. В смежной части Восточно-Азиатского пояса островодужные вулканы оказываются сходными по возрасту, но датировки их недостаточно точны. В тылу островодужной зоны наибольшая неустойчивость осадконакопления, поступление грубого материала, признаки конседиментационных нарушений в осадках фиксируются в апт-альбское время.

Заложение в мелу новой системы континентальной окраины и обособление палеожелобов вызвало перестройку всей области Сахалина и Хоккайдо с сохранением вулканогенно-кремнистой седиментации только на востоке, с появлением здесь островодужных тенденций в развитии магматизма. События этой перестройки и нарушений в субокеанической коре отражены в образовании олистостромовых толщ в центральной части Сахалина, в последующем проявлении здесь поднятий и размыва, поставившего материал в осадки Западной и Восточной зон [Шуваев, 1969; Рихтер, 1986]. Образование части метаморфических пород в центральных районах Сахалина также может относиться к альб-сеноманскому возрастному рубежу [Рихтер, 1986]. Таким образом, процесс структурной перестройки позднемезозойского времени захватил широкие площади на востоке Азии, включая как континентальные, так и океанические зоны.

Расположение меловой континентальной окраины определялось, по-видимому, существованием палеосейсмофокальной зоны, следы которой обнаруживаются сейчас

¹ Соответствует австрийской фазе складчатости Средиземноморья [Штилле, 1964; Книппер, 1985].

² Для выявления синхронности или диахронности этих событий и суждения о динамике процесса необходима более точная датировка складчатости и надвигообразования на западе Сихотэ-Алиня.

в особенностях корово-мантийного разреза и напряженном состоянии вещества под Западно-Сахалинским прогибом. Былому погружению сейсмофокальной зоны в сторону материка соответствует и структурная позиция вулканического поднятия востока Сихотэ-Алиня. Актуалистические сопоставления как поверхностной, так и глубинной структуры позволяют предположить здесь развитие субдукции океанической плиты под материк Евразии. На начальном этапе субдукции в Сихотэ-Алине и Кони-Тайгоносском районе были образованы узкие гряды подводных и островных вулканов, сопровождавшиеся глубокими линейными прогибами со стороны океана. Альб-туронские вулканиты восточных районов Сихотэ-Алиня, напоминающие "зеленые туфы" Японии и Курил, представляют образования такой островной гряды. Сами вулканические постройки сохранились фрагментарно. Длительность развития островодужной зоны около 15—20 млн лет. Западно-Сахалинский прогиб в начале его развития может быть сопоставлен с желобом по характеру флишеидных и глинистых толщ, наличию достаточно глубоководных осадков и признаков некомпенсированного погружения. Одновозрастные отложения в центральной части Сихотэ-Алиня накопились, по-видимому, в бассейне окраинного моря; последующие дислокации не позволяют восстановить очертания этого бассейна и его строение.

Вулканическая зона Юго-Западной Японии, развивавшаяся на древнем континентальном основании, существовала в наземных условиях. В тылу ее в аптальбское время были образованы небольшие впадины, заполнявшиеся континентальными туфогенно-терригенными толщами³. Погружения во впадинах и в пределах "Главного Сихотэ-Алинского синклинория" развивались, по-видимому, в связи с проявлением растяжений в задуговой зоне. Во впадинах Южного Приморья нарушения древней континентальной коры, возможно, были невелики. В зоне "синклинория" деструкция предшествующих структур могла быть значительной — сравнимой с кайнозойскими процессами в котловинах Японского и Охотского морей. Однако обнаружить признаки древних деструктивных явлений в тылу островной дуги оказывается чрезвычайно трудно. Вообще позднемезозойские аналоги окраинных морей устанавливаются пока лишь в немногих районах.

Существование палеоструктуры задугового морского бассейна в Сихотэ-Алине оказывается достаточно кратковременным (порядка 20 млн лет). Ее замыкание в начале сенона, общее сжатие структур, интенсивное развитие андезитового магматизма и метаморфизма на глубине привели к становлению "гранитно-метаморфического" слоя мощностью до 15 км и более. Особенности формирования этого слоя характеризуют автохтонный способ корообразования. Зарождение слоя можно предполагать в островодужной структуре, существовавшей в альбе—туроне. Основной этап корообразования относится к сенон-датскому времени, когда в Сихотэ-Алине произошло наращение континентальной площади за счет задугового бассейна, а узкая островодужная вулканическая зона была превращена в окраинно-материковый пояс, развивавшийся вплоть до палеоцена (см. рис. 43).

Общий характер магматических серий, определившийся в начале развития зоны, сохранился и в конце мела—палеоцена. Однако вулканические проявления этого времени отличались более широким площадным распространением, континентальным характером, большей ролью кислых пород, некоторым повышением щелочности вулканитов, а также связью с крупными интрузивами гранитоидов. Вдоль простирания пояса с юга на север фиксируется изменение состава вулканитов с появлением, кроме липаритов, также дацитов и андезитов. Повсеместно преобладало накопление пирокластических толщ, характерно было формирование игнимбритов в наземных условиях. Длительность существования от-

³ Впадины изучены в Южном Приморье. В современной структуре участки вулканической зоны и впадины оказались значительно разобщенными.

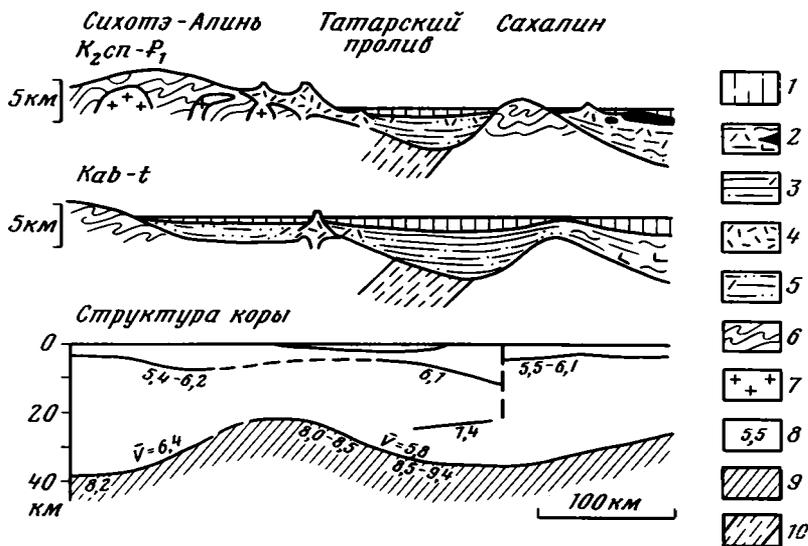


Рис. 43. Схема строения меловой континентальной окраины: структуры раннего и позднего этапов развития системы и современное строение ее коры

1 — вода; 2 — вулканогенно-кремнистый комплекс с олистостромами; 3 — терригенно-глинистый комплекс палеожелоба; 4 — вулканогенный комплекс палеодуги и вулканического пояса; 5 — терригенно-глинистый комплекс окраинного моря; 6 — зона складчатости; 7 — гранитоидные интрузии; 8 — сейсмические скорости, км/с; 9 — породы мантии; 10 — положение палеосейсмофокальной зоны

дельных вулканов может быть оценена в несколько миллионов лет. Общая продолжительность развития Сихотэ-Алинского звена пояса составляла 40—50 млн лет. У восточного края вулканического пояса обособлялись местами выступы более древних пород. Восточнее продолжалось развитие терригенных прогибов с компенсацией прогибания мощными осадками, глинистыми и терригенными, с обилием туфового материала, с признаками подводно-оползневых нарушений различного масштаба. На севере Западно-Сахалинского прогиба в результате быстрой компенсации глубоководное осадконакопление сменилось прибрежно-морским и паралическим. В южных районах Сахалина существование глубокого некомпенсированного трога устанавливается вплоть до кампана. Как и в альб-туронское время, вулканическая зона востока Сихотэ-Алиния и Западно-Сахалинский прогиб развивались как парные структуры.

Перед фронтом вулканической дуги и палеожелоба на востоке Сахалина и Хоккайдо располагалась зона с расчлененным вулканическим и тектоническим рельефом. Судя по характеру извержений, для конца мела здесь можно предполагать заложение элементов структуры островодужного типа. Однако масштаб вулканических проявлений не был значительным, в составе их продуктов резко преобладали базальты. Наиболее характерной особенностью восточных районов в маастрихт-датское время было надвигообразование и формирование олистостромовых толщ. На Сахалине скучиванию и выведению на поверхность подверглись в основном породы самой верхней части субокеанической коры. На Шикотане аллохтонная пластина образована габброидами, отвечающими низам корового разреза. С формированием чешуйчато-надвиговой структуры в самом конце мела было связано массовое проявление динамометаморфизма. Тектоническим и вулканическим поднятиям Восточной зоны, по-видимому, отвечали участки возрастания мощности коры. Принадлежность Восточной зоны меловой континентальной окраины или же краю океанической плиты, подвергшейся аккреции, остается неопределенной. Представляется вероятным, что в конце мела

зона заложилась в полосе краевых океанических валов и позднее была обдуцирована на континентальную окраину. Таким образом, в самом конце мела в непосредственной близости к зонам андезитового вулканизма и субдукции на Дальнем Востоке развивались также зоны интенсивного скучивания и обдукции литосферного материала. Расположение на востоке корневых зон офиолитовых покровов маркирует важную структурную линию (сутуру?) в зоне контакта океанической и континентальной плит. Однако связанные с ней тектонические движения были весьма кратковременны (порядка нескольких миллионов лет).

В целом к концу мелового времени на востоке Евразии устанавливается значительное наращение площадей со зрелой континентальной корой. Процесс магмогенерации над зоной субдукции и формирования "гранитного" слоя завершился значительно раньше, чем прогибание в палеожелобах. Синхронно с этим и несколько позже произошло и скучивание материала в зоне обдукции перед фронтом палеожелобов. Только зона самих палеожелобов не претерпела существенного сжатия и продолжала унаследованное прогибание. Этому соответствуют характер их корового разреза с незначительной ролью "гранитного" слоя и весьма простое строение. Длительно фиксированное положение палеожелобов и глубинность их заложения отвечают значительной устойчивости зоны субдукции по границе мелового континента и океанической плиты.

Для оценки масштабов тектонического сближения вдоль этой зоны пока не удастся подобрать надежных геологических реперов. Остается неясным, насколько сближены в современной структуре мезозойские образования Западной и Восточной зон Сахалина и Хоккайдо. Достаточно показательны сходство апт-альбских вулканогенно-кремнистых толщ в западных и восточных разрезах, наличие верхнемеловых разрезов переходного характера в центральной части Сахалина, а также поступление обломочного материала из Восточной зоны в Западно-Сахалинский прогиб уже в сеноманское время. Тем не менее имеющиеся данные представляются недостаточными для их однозначной трактовки. Сходные разрезы могли принадлежать различным субокеаническим структурам, впоследствии сближенным в зоне палеожелоба. Совмещение фрагментов разнородных структур возможно и внутри зоны обдукции востока Сахалина и Хоккайдо. Однако никаких доказательств существования здесь чужеродных "террейнов", транспортированных на многие сотни километров, не получено.

В палеогеновое время зона позднемеловой обдукции явилась ареной образования субконтинентальной коры, происходившего при продолжавшемся сжатии и надвигообразовании, со слабым развитием гранитоидного магматизма. Характерна незавершенность формирования "гранитного" слоя на востоке Сахалина и Хоккайдо и его ограниченное площадное распространение. Современные выходы пород "гранитного" слоя отмечены выше, в пределах пояса Хидака. Как способ континентального корообразования палеогенового времени (преимущественно аллохтонный), так и общий план палеогеновых структур, пограничных с океаном, были отличны от характерных для активных окраин.

Отмирание системы меловой континентальной окраины представляет важнейшее событие начала палеогена. Устойчивые погружения сохранились только в зоне меловых палеожелобов, в частности в Западно-Сахалинском прогибе. Развитие прогиба оказывается значительно более длительным, чем парной с ним зоны вулканического пояса. После завершения извержений в пределах пояса устанавливается постепенное смещение осевой части прогиба к западу вплоть до срединной полосы Татарского пролива в настоящее время. Общая продолжительность погружений составляет около 100 млн лет. Их фиксированное положение вблизи древней фокальной зоны характеризует, очевидно, продолжение глубинного процесса в этой зоне. В Восточной зоне Сахалина и Хоккайдо создание "гранитно-метаморфического" слоя с низкой плотностью и высокой плавучестью материала обусловило развитие палеогеновых поднятий

и общей регрессии. Исключение составляла лишь Малокурульская зона. В целом к эоцену (— началу олигоцена?) на окраине Азиатского континента преобладали поднятия, захватившие и участки вулканического пояса, прекратившего свое существование, и структуры Восточной зоны с новообразованной субконтинентальной корой. В зоне терригенных прогибов (палеожелобов) продолжались погружения, значительно ослабленные по сравнению с меловым временем. По-видимому, эоцену соответствуют общий спад тектонической активности на востоке Азии, изостатическое выравнивание в литосфере и определенная стабилизация региона.

Общая последовательность позднемезозойских тектонических событий на юге Дальнего Востока восстанавливается в следующем виде: 1) сжатие, скучивание и корообразование в западной части Сихотэ-Алиня, не сопровождавшееся существенным гранитным магматизмом (конец юры-начало мела); 2) раскрытие палеоструктуры окраинного моря на месте "Главного Сихотэ-Алинского синклинория" (апт—альб?); 3) заложение восточнее парных зон палеодуги и палеожелоба, связанных с древней сейсмофокальной зоной и отвечающих конвергентной границе плит; начало островодужного магматизма и генерации "гранитно-метаморфического" слоя (альб—турон); 4) замыкание палеоструктуры окраинного моря и складчатость, активное развитие окраинно-материкового вулканического пояса и палеожелоба; интенсивный андезитовый магматизм и метаморфизм на глубине, формирующие зрелую континентальную кору в Сихотэ-Алине (сенон—даний); 5) скучивание перед фронтом палеожелоба (маастрихт—палеоцен); 6) окончательное становление материка на востоке Азии, включившего как древние континентальные массивы, так и участки, консолидированные в мелу (конец мела); 7) отмирание меловой системы активной окраины (палеоцен).

ТЕКТОНИКА КАЙНОЗОЙСКОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ СЕВЕРО-ВОСТОКА АЗИИ

Система структур современной континентальной окраины Восточной Азии — одна из наиболее тектонически активных на Земле. Во фронтальной части, вдоль границы с океаном, система образована вулканическими поднятиями островных дуг и прогибами глубоководных желобов, связанными на глубине с активной сейсмофокальной зоной. В тыловой части системы обособляются котловины окраинных морей и серия небольших грабенообразных структур на континенте. Здесь особенно четко видна наложенность системы на древний структурный план. В целом в состав континентальной окраины оказались включенными фрагменты как зрелой континентальной коры разного возраста, так и субконтинентальной, образованной в палеогене, и, вероятно, океанической (см. рис. 23). В некоторой своей части молодая система наследует элементы меловых структур континентальной окраины, отчлененные от материка. Такие соотношения особенно характерны для района Японии.

ГЛАВА ПЕРВАЯ СТРУКТУРЫ ОСТРОВНЫХ ДУГ—ЖЕЛОБОВ

Парные структуры вулканических островных дуг и прогибов глубоководных желобов прослеживаются по северной и западной периферии Тихого океана на расстояние более 20 000 км. Протяженность каждой из островных дуг порядка 1000—2000 км, ширина вулканической зоны может достигать 120 км и более. Геолого-геофизические особенности структур островной дуги и желоба — прежде всего тектоническое положение и данные о современной сейсмичности — характеризуют их как пограничные зоны между континентальной и океанической плитами.

ЗОНА ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОДНЯТИЙ

Вулканические поднятия островных дуг Азии исследованы неравномерно. Значительная геолого-геофизическая изученность, а также разнообразие тектонических обстановок в пределах Курило-Камчатской дуги позволяют рассматривать ее в качестве тектонотипа для структур двойных островных дуг.

Особенно детально проведено специальное изучение вулканических образований. Важность такого изучения подчеркивал в 40-х годах А.Н. Заварицкий. Позднее существенные данные были получены Г.М. Власовым, В.И. Влодавцем, С.И. Набоко, Г.С. Горшковым [1967], Э.Н. Эрлихом [1973 и др.], И.В. Мелескцевым, А.Р. Гептнером, А.Е. Шанцером [Шанцер, Краевая, 1980; и др.], О.Н. Волынцом, Ю.С. Желубовским [Геология СССР, 1964], Л.Л. Леоновой [1979], Г.П. Вергуновым, Е.К. Мархининым, В.Н. Шиловым [1975], К.Ф. Сергеевым

[1976 и др.], В.И. Федорченко, Р.И. Родионовой [1975], Ю.Л. Неверовым, В.Е. Бевзом, В.М. Дуничевым, Т.П. Королевой, Б.Н. Пискуновым [1975, 1984], М.И. Стрельцовым [1976 и др.], В.К. Гавриловым [Гаврилов, Соловьева, 1973], Х. Куно [1970], А. Миясиро [Miyashiro, 1974], И. Кацуи [Katsui, 1961; Katsui et al., 1978] и другими японскими геологами [Геологическое..., 1968; Geological..., 1959—1968; Guidebook..., 1976; Geology..., 1977; Fundamental..., 1979]. Недостаточно обоснованными все еще остаются на Курилах возрастные датировки и сопоставление разнофациальных вулканогенных толщ. В целом же имеющийся материал дает возможность судить о составе вулканогенно-осадочного комплекса Больших Курил, Камчатки и Японии, выделить особенности, характеризующие развитие островодужной системы и связь ее с процессами на глубине. Это позволяет сравнивать верхнекайнозойские и меловые образования, формировавшиеся на континентальной окраине. С такой точки зрения мы и стремились рассмотреть имеющиеся данные по Большой Курильской гряде. Ряд дополнительных сведений приведен по Камчатке и востоку Хоккайдо, где расположены фланговые части вулканической зоны.

Курило-Камчатская вулканическая дуга протягивается в северо-восточном направлении более чем на 2000 км при ширине обычно до 80—100 км и радиусе кривизны около 1900 км (рис. 44). Во фланговых участках она наложена на структуры субконтинентальной коры, сформировавшиеся в палеогене. Секущие соотношения структур хорошо прослеживаются на о. Хоккайдо, от п-ова Сиретоко на запад до гор Кабато (см. рис. 27). В своей средней части островодужная зона заложена, по-видимому, на коре океанического типа. Свидетельством этого могут служить особенности Центральных Курил, где "гранитный" слой не сформирован вплоть до настоящего времени и комплекс молодых вулканитов перекрывает непосредственно породы геофизического "базальтового" слоя.

Неоднородность комплекса основания Курильской островной дуги подтверждается и составом ксенолитов, вынесенных на поверхность при вулканических извержениях [Федорченко, Родионова, 1975]. Породы "гранитного" слоя представлены в ксенолитах только на северном о. Парамушир, где строение коры близко к континентальному. Несколько ксенолитов диоритов и плагиогранитов, встреченных на Центральных Курилах, были захвачены, вероятно, из молодых интрузивов, известных и на поверхности островов. Образцы роговиков, окварцованных пород и в небольшом количестве основных сланцев также были образованы по вулканическим и осадочным породам из разреза самой островной дуги. Основная часть ксенолитов отвечает по составу породам нижних горизонтов коры и отчасти верхней мантии. Это преимущественно габброиды, реже амфиболиты или горнblendиты, иногда анортозиты, ультраосновные породы, а на севере также и гранулиты. Образцы плагиоклазовых пироксенитов и гранулитов несут следы высокотемпературных деформаций и перекристаллизации. Количество ультраосновных ксенолитов на Курилах невелико, но становится более значительным в молодых вулканитах Камчатки [Колосков и др., 1983]. Часть из них соответствует по геохимическим особенностям гарцбургитам и дунитам, известным на востоке Камчатки в составе гипербазитовых тел, тектонически выведенных на поверхность.

Островодужный комплекс Большой Курильской гряды включает образования неоген-четвертичного возраста [Геология СССР, 1964; Сергеев, 1976; и др.] (рис. 45, 46). Списки моллюсков из нижних обнаженных слоев разреза отвечают, по-видимому, холмскому горизонту Сахалина [Решения..., 1982]. Наиболее древние формы из свит р. Жемчужной и куйбышевской на о. Итуруп и охотской на о. Парамушир, приведенные в списках К.Ф. Сергеевым [1976], могут принадлежать олигоцену (по свидетельству Ю.Б. Гладенкова). На западном фланге Курил, в пределах Хоккайдо, базальные горизонты комплекса имеют нижнемиоценовый возраст (ярус Дайдзима) [Геологическое..., 1968]. В районе Китами они ложатся

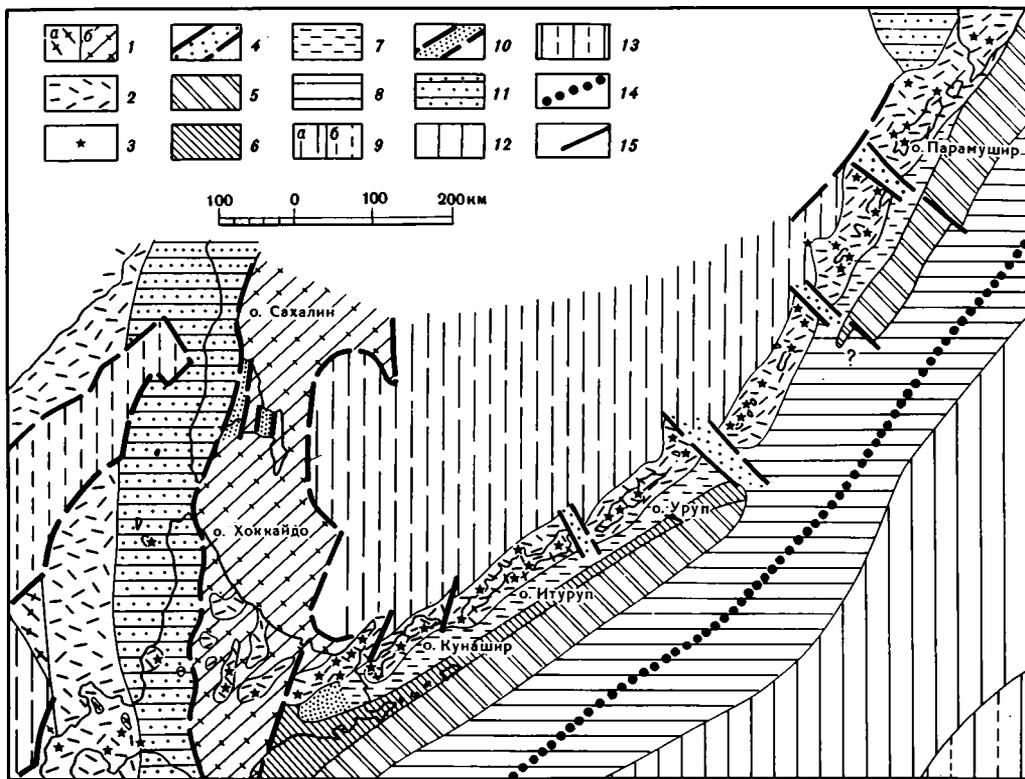


Рис. 44. Тектонические элементы позднекайнозойской континентальной окраины в районе Курил и Хоккайдо

1 — фундамент островодужной зоны (породы "гранитно-метаморфического" слоя: а — мелового возраста, б — палеогенового возраста); 2—7 — элементы островной дуги: 2—4 — зона вулканического поднятия: 2 — кайнозойский вулканогенный комплекс в целом (от олигоцена доныне), 3 — четвертичные вулканические постройки и вулканоструктуры, 4 — секущие грабены, 5,6 — внешняя зона островной дуги: 5 — распространение близко к поверхности меланократового комплекса основания (предполагаемое по магнитным аномалиям), 6 — верхнемеловые-палеоценовые отложения Малой Курильской гряды, 7 — внутридуговой прогиб; 8 — зона Курило-Камчатского терригенного прогиба-желоба; 9 — задуговые деструктивные зоны Охотского и Японского морей (а — с отсутствием и б — с постепенным выклиниванием "гранитного" слоя); 10 — наложенные позднекайнозойские впадины в зоне с палеогеновым "гранитным" слоем; 11 — унаследованные мел-кайнозойские прогибы; 12 — зона скупивания в пределах красного вала Зенкевича; 13 — участок абиссальной котловины; 14 — граница Тихоокеанской плиты; 15 — разломы

непосредственно на дислоцированные мезозойские толщи. На северном фланге дуги, выходящем на Камчатку, низы островодужного комплекса относятся, возможно, к палеогену (паратунская свита и ее аналоги) [Решения..., 1982]. К сожалению, сводные списки фауны, приводимые в ряде работ по Курилам [Сергеев, 1976; Жидкова и др., 1971, 1972 и др.], часто не позволяют толковать однозначно возраст выделяемых толщ и их положение в разрезе.

На всех островах Большой Курильской гряды в составе комплекса обычны вулканические и осадочные породы с большим количеством пирокластов как подводного, так и наземного происхождения общей мощностью до 3—5 км. Описание разрезов приведено в ряде публикаций [Геология СССР, 1964; Гаврилов, Солдвьева, 1973; Пискунов, 1975; Стрельцов, 1976; и др.]. Основные особенности отложений сохраняются в пределах Восточного Хоккайдо и вулканических зон Камчатки [Геологическое..., 1968; Геология СССР, 1964; Шанцер, Краева, 1980; и др.]. Облик всего комплекса определяется распространением

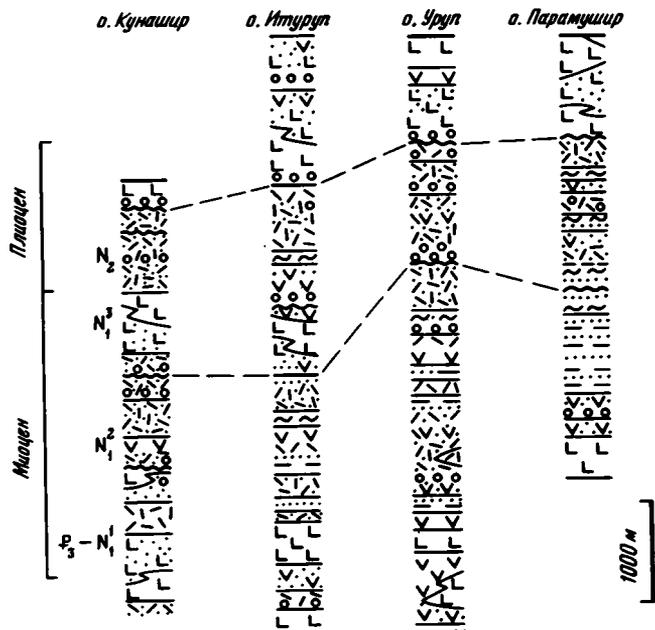


Рис. 46. Схема сопоставления разрезов олигоцен-четвертичных образований Большой Курильской гряды по данным [Пискунов, 1975; Стрельцов, 1976; Сергеев, 1976; и др.]
Условные обозначения см. на рис. 25, 28

флорой (ярусы Дайдзима и Нисикуроcава, нижний—средний миоцен). Вверх по разрезу среднепарамуширской серии обычно увеличивается роль терригенных вулканомиктовых пород, преимущественно грубозернистых. Однако мощные эффузивно-пирокластические накопления, отвечающие расположению палеовулканов, встречаются на разных уровнях разреза.

Общим свойством всех пирокластов, лав и вулканомиктовых осадочных пород является интенсивная пропилитизация с образованием вторичных альбита, хлорита, эпидота, серицита, пренита, цеолитов, кальцита, кварца, пирита. Такие вторичные преобразования, определившие появление "зеленых туфов", характерны именно для низов островодужного комплекса Японии и Курил. Правда, их локальное развитие наблюдается и в более высоких горизонтах, например на о. Кунашир. В Японии в ряде случаев установлено локальное проявление пропилитизации в связи с действием гидротерм в зонах разломов. Повсеместное "зеленотуфовое" изменение нижнемиоценовых пород японские геологи объясняют аутометасоматозом, связанным с формированием крупных интрузивов на глубине [Геологическое..., 1968; Minato et al., 1956].

На поверхности островов известны субвулканические тела и небольшие интрузивные массивы, по-видимому, комагматичные эффузивам среднепарамуширской серии [Геология СССР, 1964; Стрельцов, 1976; и др.]. Они имеют штокообразную и пластообразную форму, размеры в плане до 60 км². Вариации состава пород отвечают ряду от оливковых габбро до плагиигранитов и гранитов. Наиболее значительные выходы гранитоидов известны на о. Кунашир. Нижнемиоценовые гранитные интрузивы Камчатки аналогичны курильским [Геология СССР, 1964; Молчанова, 1981]. Размеры тел несколько увеличиваются (до 130 км² в плане). Среди пород появляются более кислые дифференциаты — лейкократовые граниты и аплиты.

В целом формирование нижнемиоценовых эффузивных и интрузивных пород Курило-Камчатской зоны отвечает мощной вспышке магматической активности

в островной дуге. Именно с этими образованиями могут сравниваться альбуронские вулканы Сихотэ-Алиня (см. выше). Как для Курильских островов, так и для их палеоаналогов устанавливается принадлежность вулканическому архипелагу, заложившемуся по границе с Тихим океаном. Выяснение времени заложения вулканической зоны в обоих случаях представляется чрезвычайно существенным.

В верхних горизонтах миоцена на Курилах сохраняются состав вулканических образований и общее преобладание грубых пирокластов. Наблюдается лишь определенное увеличение количества терригенных пород из переотложенного материала "зеленых туфов" и иногда гранитоидов. Отдельные слои и пачки терригенных пород переслаиваются и взаимоклиниваются с вулканиками. На многих островах в составе толщ нижнего—среднего и отчасти верхнего (?) миоцена (итурупская серия) отмечены на разных уровнях пачки флишоидного переслаивания опоквидных алевролитов, туфодиазомитов и туфогенных песчаников. По своему характеру они весьма напоминают образования невеликой свиты Сахалина (верхи нижнего миоцена). Подобные образования, включающие так называемые твердые глинистые сланцы, известны и в вулканической зоне востока Хоккайдо, в составе ярусов Оннагава и Фунагава (средний миоцен—низы плиоцена). Помимо морской фауны, в отложениях встречены остатки пресноводных диатомовых водорослей [Пискунов, 1975]. Вулканические породы большей частью имеют основной и средний состав.

Для отложений верхов миоцена и плиоцена (низы утесной серии) наблюдается обилие пемз среднего и кислого состава в обломочном материале пород. Среди вулкаников также всегда преобладают кислые и средние разновидности как на Курилах, так и в пределах Хоккайдо (ярус Китаура, плиоцен). Выше по разрезу (верхи утесной серии, плиоцен), на о. Кунашир, также распространены дацитовые и липаритовые пемзы, слагающие пачки пемзовых песков, рыхлых песчаников и гравелитов. На востоке Хоккайдо известны вулканы андезитового и липаритового состава (ярус Вахимото, плиоцен). На Итурупе и более северных островах преобладают лавы и лавобрекчии, реже пирокласты базальтов и андезито-базальтов. Наличие пиллоу-лав, обломочно-подушечных брекчий, гиалокластитов, специфических аквагенных туфов, прослоев с морской фауной свидетельствует о подводных излияниях. Этот материал часто смешивается с продуктами наземных извержений: вулканическими бомбами скрученной формы или с поверхностью типа "хлебной корки", шлаками и пемзами. Кислые лавы местами образуют экструзивные купола, такие, как экструзия мыса Столбчатого на Кунашире. Ряд экструзивных тел представляет собой неки, связанные с центрами излияний. Так, на мысе Тетяева (о. Уруп) Б.Н. Пискунов наблюдал строение такого тела, сложенного андезито-базальтами и эруптивными брекчиями; прослежен переход его в мощный лавовый поток. Вообще же неогеновые вулканические постройки Курил подверглись повсеместному разрушению в результате абразии и ледниковой эрозии.

В современном рельефе Большой Курильской гряды выделяются именно четвертичные вулканические постройки, как наземные (до 160 вулканов), так и подводные. Они сочетаются с глубокими морскими проливами, что создает контрастный вулканический и тектонический рельеф. Продукты извержений полностью сопоставимы с неогеновыми породами. Оценки объемов материала современных извержений показывают исключительное преобладание пирокластических продуктов, основная масса которых (более 90%) подвергается быстрому размыву и поставляет обломочный материал в море [Мархинин, 1967]. Общая мощность неоген-четвертичных осадков в курильских проливах может достигать 2—3 км [Строение..., 1964; Васильев и др., 1979]. Морские вулканогенно-осадочные пачки и линзы вулкаников чередуются на площади и в разрезе плейстоцена и голоцена. Изучение их строения и условий формирования дает матери-

ал для характеристики всего островодужного комплекса и может быть использовано для актуалистических сопоставлений.

Лавы и туфы четвертичных вулканов включают весь спектр состава от основных до кислых с общим преобладанием андезитов. Вдоль простираения вулканической зоны наблюдается изменение роли пород различного состава в строении четвертичных вулканов, подобно тому как это отмечалось для мелового вулканического пояса. В Северной и Центральной группах Курильских островов известные излияния андезитового и базальтового состава, дациты встречаются редко и в незначительном объеме. На Южных островах количество дацитов увеличивается, особенно на вулканах Львиная Пасть, Менделеева, Головнина. На флангах вулканической зоны в пределах Хоккайдо и Камчатки отмечаются значительное увеличение роли кислых пород и повышение кислотности крайних членов ряда вплоть до липаритов [Эрлих, 1973; Miyashiro, 1974]. Данные о мощностях неоген-четвертичных вулканитов позволяют приблизительно оценить среднюю скорость их накопления в 150 м/млн лет.

Характер вулканической деятельности на Курилах разнообразен; преобладают эксплозивные извержения, как и в неогене. Местами фиксируются трещинные излияния, особенно многочисленные на о. Парамушир. Среди аппаратов центрального типа распространены простые шлаковые конусы и чаще стратовулканы, отвечающие обычно типу Сомма—Везувий, как вулканы Тятя или Тао-Русыр. Ряд вулканов (Алаид, Львиная Пасть, Тятя и др.) достигают в поперечнике 15—20 км при высоте до 2 км и более. Достаточно многочисленны экстрезивные купола, образовавшиеся в заключительную стадию развития вулкана или же располагающиеся обособленно. На ряде островов изучены кальдеры проседания диаметром до 8—10 км (Заварицкого, Головнина и др.). Обычно кальдеры образуются на крупных стратовулканах. Но часть из них, по-видимому, резко наложена на предшествующие структуры и сопоставима по характеру с вулкано-тектоническими депрессиями [Федорченко, Родионова, 1975]. С их формированием было связано извержение значительных объемов среднего и кислого пемзо-игнимбритового материала. На флангах островодужной зоны более интенсивные пемзовые выбросы сопровождалось формированием крупных кальдер. Размеры кальдер увеличиваются до 20—40 км, как это отмечено для кальдер Кучаро и Акан на Хоккайдо, Паужетской, Жупановской и других на Камчатке. Такие кальдеры представляют собой вулкано-тектонические депрессии, часто образованные из нескольких концентрических кольцевых зон с последовательным проседанием к центру структуры [Зубин и др., 1971; Эрлих, Мелекесцев, 1973]. Амплитуда проседания может достигать 1 км. В ряде случаев наблюдаются наложение вулкано-тектонической депрессии на предшествующие образования и осложнение ее последующими вулканическими постройками.

Для многих вулкано-тектонических депрессий Камчатки и Японии выявлено соответствие изометричным отрицательным (реже положительным) гравитационным аномалиям в редукции Буге [Геологическое..., 1968; Зубин и др., 1971]. Дефект масс может составлять до $15 \cdot 10^{16}$ г, как было рассчитано для аномалий Паужетской и Большесемьянской. Такие оценки аномальных масс, связь их с центрами кислого вулканизма позволяют предполагать соответствие этих масс расположенным в коре промежуточным очагам кислой магмы. Согласно проведенным расчетам, условием образования вулкано-тектонических депрессий является, вероятно, положение магматического очага не глубже 10 км [Зубин и др., 1971]. Строение вулкано-тектонических депрессий Камчатки, их геофизическая характеристика, связь с очагами кислой магмы полностью сопоставимы с данными по меловым вулкано-тектоническим структурам Восточно-Азиатского пояса. В последних гранитные интрузивы, отвечающие промежуточной магматической камере, нередко оказываются на уровне современного эрозионного среза.

В ряде сложных вулканических структур Курило-Камчатской зоны выбросы

кислой пирокластике и образование кальдер фиксируются в среднем—позднем плейстоцене вслед за массовыми андезито-базальтовыми излияниями [Эрлих, 1973]. Общий объем изверженного кислого материала для Камчатки 2000—2500 км³. В голоцене масштаб кислого вулканизма резко сокращается, сменяясь андезито-базальтовыми излияниями. Голоценовые вулканические центры на Курильских островах или смещены относительно плейстоценовых, или же развивались унаследованно в течение 1—2 млн лет (вулканы Менделеева, Берутарубе и др.).

Четвертичные вулканогенные образования Курил не подвергались существенным дислокациям. Наклон слоев лав и пирокластов определяется их положением на склонах вулканов и достигает в ряде случаев 30—40° и более. В неогеновых отложениях обычны небольшие разломы, изгибы слоев и пологие складки, линейные или брахиформные. В условиях вулканических островов удается проследить лишь их фрагменты, обычно имеющие простирание, близкое к общекурильскому (или под небольшим углом к нему), и протяженность до 30 км. Проведение специальных замеров показывает преобладание в слоях среднего миоцена—плиоцена наклонов в 10°, в нижнемиоценовых слоях — наклонов в 20° [Стрельцов, 1976]. Более крутые углы наклона встречаются локально в связи с приразломными нарушениями. Изменение степени дислоцированности отложений снизу вверх по разрезу при отсутствии региональных угловых несогласий внутри островодужного комплекса свидетельствует о длительной тектонической подвижности зоны и постоянном структурообразовании, происходящем по мере роста вулканического поднятия. Этому соответствует и наличие на островах разломных нарушений разного возраста. С продольными разломами часто связаны участки дробления и гидротермального изменения пород, цепочки гранитоидных интрузий нижнего миоцена и линейное расположение групп четвертичных вулканов, наблюдаемое, например, на п-ове Сиретоко, о. Уруп и др. Судя по структурному рисунку, для некоторых продольных разломов предполагается сравнительно небольшие сбросо-сдвиговые перемещения [Стрельцов, 1976].

В общей структуре Большой Курильской гряды по батиметрическим и сейсмическим данным установлена целая серия разломов, расположенных часто под небольшим углом к общему простиранию. Крупные острова с их цоколем отвечают горстовым структурам и увенчаны современными вулканическими постройками. Пролиты Буссоль, Фриза, Кунаширский и др., некоторые перешейки на островах представляют собой грабены, частично выполненные осадками. На флангах островной дуги четко видны кулисное расположение этих структур и признаки их связи с растяжением в коре. На юге, от о. Уруп до района Дайсецу—Токати, каждая из вулканических групп с юго-запада подставляет предыдущую, несколько отклоняясь от общекурильского простирания к северу. На севере, в пределах Камчатки, в расположении структур наблюдается последовательное смещение на северо-запад с отклонением к северу от общего простирания. Такое расположение зон проницаемости и вулканизма, по мнению М.И. Стрельцова [1976, 1977], соответствует общему левому смещению на южном фланге дуги и правому смещению на севере. Такому перемещению структур и продольному растяжению в Курило-Камчатской дуге отвечают и существование продольных левых сдвигов на южных островах, и преимущественная ориентировка даек, поперечная к дуге [Стрельцов, 1976], и данные по механизмам очагов современных землетрясений (см. ниже).

Представление о составе пород островодужного комплекса основано на большом количестве силикатных анализов (см. таблицы в кн.: [Петрохимия..., 1966; Горшков, 1967; Пискунов, 1975; Гаврилов, Соловьева, 1973; Сергеев, 1976; Ермаков и др., 1977; Молчанова, 1981; Katsui 1961; Katsui et al., 1978]). Данные по содержанию малых и редкоземельных элементов в породах более ограничены [Балашов, 1976;

Леонова, 1979; Пополитов, Волынец, 1982; Katsui et al., 1978]. Все имеющиеся материалы свидетельствуют о несомненных вариациях состава пород, наблюдаемых даже для продуктов извержений одного вулкана. В целом все же устанавливаются петрохимическая общность вулканитов разного возраста и соответствие им по химизму интрузивных образований [Федорченко, Родионова, 1975; Молчанова, 1981; и др.]. В разновозрастных ассоциациях существенно изменяются только количественные соотношения пород.

Специфическими особенностями всего комплекса являются: значительное насыщение пород SiO_2 , высокое содержание Al_2O_3 (до 18—20% и больше в основных разностях) и постоянно низкое содержание TiO_2 (около 1% в базальтах и габбро). Большая часть вулканитов и интрузивных пород отличается высокой известковистостью (до 10—12% CaO в основных породах). Щелочность их при этом обычно умеренная: щелочно-известковый индекс Пикока на Курилах составляет обычно не менее 61,0—61,5, на Камчатке — не менее 60,0 [Пискунов, 1975; Молчанова, 1981]. Только в породах с "зеленотуфовым" изменением индекс уменьшается до 59,0 за счет вторичного повышения щелочности. Наиболее известковыми оказываются на Курилах породы верхнего миоцена—плиоцена и четвертичные (индекс Пикока до 67,0 и 64,0 соответственно). Значения индекса Пикока показывают принадлежность курильских вулканитов крайне известковистым образованиям известково-щелочной серии и серии островодужных толеитов. При изучении естественных вулканических ассоциаций четкое разграничение этих серий не всегда оказывается возможным. В ряде участков Камчатки и Хоккайдо присутствуют в небольшом объеме также щелочные породы.

Средние составы неоген-четвертичных вулканитов Курильских островов представлены в табл. 9 и на рис. 47. Составам пород от базальтов до липаритов на графиках отвечает единый эволюционный тренд, типичный для известково-щелочной серии. Он характеризуется накоплением кремнезема (вплоть до 73%) и щелочей (до 5% в дацитах и липаритах). Особенно быстрым оказывается рост содержания K_2O . Одновременно в породах наблюдается уменьшение железистости, глиноземистости и известковистости. Содержание TiO_2 уменьшается в кислых членах ряда до 0,4% и менее.

При изучении вулканических толщ, в частности "зеленотуфовой", а также многофазных интрузивных массивов на островах Кунашир и Парамушир установлено последовательное изменение состава пород, отвечающее эволюционному тренду, видимому на графиках. Во всем разрезе островодужного комплекса эта последовательность неоднократно повторяется, нередко с отсутствием основных или кислых ее членов. В целом закономерного изменения состава пород в неоген-четвертичном разрезе не происходит.

При единстве составов пород всего островодужного комплекса допустимо использовать для более детальной его характеристики данные по химизму одной из возрастных ассоциаций с полным дифференциационным рядом. Данные по четвертичным вулканитам являются наиболее представительными в силу их хорошей изученности и проведенного обобщения петрохимического материала [Леонова, 1979; Katsui et al., 1978] (см. рис. 47). По средним составам четвертичные вулканиты существенно не отличаются от пород всего островодужного комплекса. Вариации щелочности четвертичных пород позволяют выделить три серии: известково-щелочную, островодужную толеитовую и островодужную щелочную. Известково-щелочные породы резко преобладают как на Курилах,

Рис. 47. Тренды дифференциации островодужных серий Курило-Камчатской дуги

1 — для всего позднекайнозойского вулканического комплекса; 2—4 — для четвертичных пород Курильских островов: 2 — известково-щелочной серии, 3 — щелочной серии, 4 — толеитовой серии; 5 — для четвертичных пород п-ова Камчатка. Точки соответствуют средним составам пород, приведенным в табл. 9

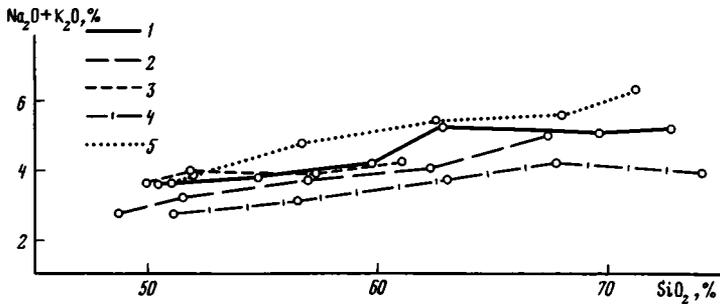
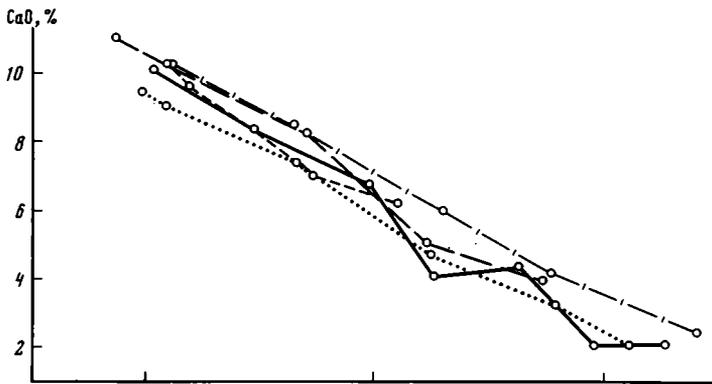
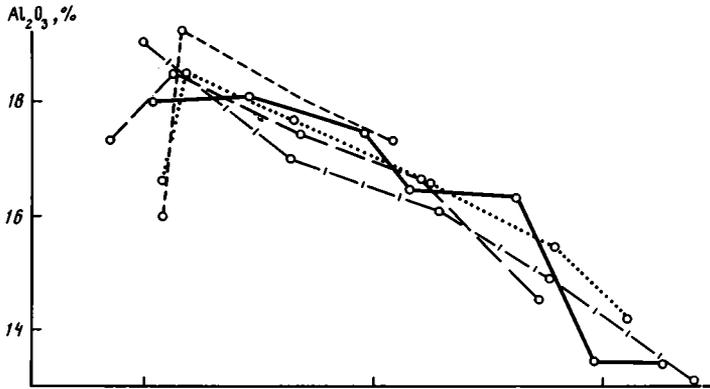
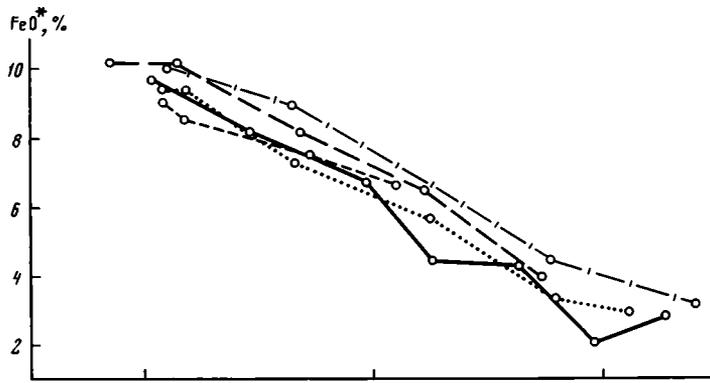


Таблица 9

Химический состав вулканических пород Курило-Камчатской островодужной зоны, % вес.

Оксид	Породы неоген-четвертичного комплекса в целом						
	1(129)	2(168)	3(239)	4(3)	5(77)	6(12)	7(38)
SiO ₂	50,43	54,70	59,68	62,61	66,29	69,58	72,70
TiO ₂	1,02	0,95	0,78	0,50	0,57	0,24	0,35
Al ₂ O ₃	18,01	18,06	17,43	16,44	16,32	13,63	13,62
Fe ₂ O ₃	4,62	4,02	3,64	2,61	2,50	1,45	1,23
FeO	5,59	4,64	3,50	2,17	2,02	0,98	1,82
MnO	0,11	0,18	0,10	0,12	0,09	0,03	0,08
MgO	6,34	4,24	3,15	1,77	1,45	0,76	0,83
CaO	10,08	8,33	6,81	4,10	4,36	2,08	2,14
Na ₂ O	2,80	3,05	3,29	3,77	3,95	3,58	3,97
K ₂ O	1,30	1,15	1,44	2,39	1,90	2,40	2,08

Оксид	Четвертичные вулканические породы Курильских островов						
	8(48)	9(7)	10(78)	11(16)	12(13)	13(22)	14(5)
SiO ₂	51,46	48,72	56,95	62,24	67,31	51,86	50,93
TiO ₂	0,9	1,02	9,87	0,89	0,8	0,97	0,93
Al ₂ O ₃	18,56	17,27	17,43	16,65	14,54	19,26	15,97
Fe ₂ O ₃	3,8	4,32	3,02	2,42	1,47	3,31	3,59
FeO	6,43	5,88	5,17	4,13	2,51	5,32	5,52
MnO	0,19	0,11	0,15	0,18	0,14	0,17	0,17
MgO	4,36	7,68	3,67	2,56	1,19	4,28	7,69
CaO	9,97	11,03	7,87	5,6	3,98	9,58	10,25
Na ₂ O	2,7	2,22	3,00	3,27	4,16	2,95	2,66
K ₂ O	0,89	0,86	1,15	1,31	1,45	1,49	1,48

Оксид	Четвертичные вулканические породы Курильских островов						
	15(46)	16(19)	17(28)	18(38)	19(26)	20(12)	21(2)
SiO ₂	57,24	61,04	51,09	56,46	62,98	67,7	74,02
TiO ₂	0,68	0,57	0,82	0,85	0,73	0,69	0,33
Al ₂ O ₃	18,00	17,31	19,06	17,4	16,08	14,88	13,12
Fe ₂ O ₃	3,13	2,45	3,53	3,36	2,81	1,98	1,02
FeO	4,42	3,75	6,72	5,6	3,7	2,55	2,18
MnO	0,12	0,12	0,18	0,17	0,17	0,13	0,09
MgO	3,46	2,46	4,64	3,55	2,17	1,4	0,18
CaO	7,19	6,18	10,25	8,44	6,00	4,18	2,58
Na ₂ O	2,68	2,87	2,46	2,82	3,38	3,86	3,54
K ₂ O	1,89	2,13	0,47	0,51	0,67	0,76	0,96

Оксид	Четвертичные вулканические породы п-ова Камчатка						
	22(274)	23(157)	24(219)	25(158)	26(42)	27(21)	
SiO ₂	51,88	50,94	56,62	62,47	67,9	71,12	
TiO ₂	1,05	1,03	0,94	0,79	0,51	0,44	
Al ₂ O ₃	18,52	16,62	17,66	16,57	15,45	14,20	
Fe ₂ O ₃	3,48	3,17	2,8	2,32	1,72	0,87	
FeO	5,92	6,28	4,85	3,39	2,0	2,18	
MnO	0,18	0,17	0,16	0,14	0,10	0,13	
MgO	4,78	7,56	3,74	2,14	1,29	0,68	
CaO	9,04	9,43	7,37	5,05	3,3	2,18	
Na ₂ O	3,17	2,9	3,52	4,18	4,17	4,51	
K ₂ O	1,13	1,08	1,34	1,95	2,33	2,96	

Примечание. Приведены средние составы пород. 1—7 — по данным [Петрохимия..., 1966; Горшков, 1967; Сергеев, 1976; Молчанова, 1981; и др.]: 1 — базальты, 2 — андезит-базальты, 3 — андезиты, 4 — андезит-дациты, 5 — дациты, 6 — липарито-дациты, 7 — липариты; 8—27 — по данным Л.Л. Леоновой [1979]: 8—12 — породы известково-щелочной серии, 13—16 — породы щелочной серии, 17—21 — породы серии островодужных толентов, 22—27 — породы четвертичного комплекса в целом (8, 13, 17, 22 — высокоглиноземистые базальты; 9, 14, 23 — магнезиальные базальты, 10, 15, 18, 24 — андезиты; 11, 16, 19, 25 — андезит-дациты; 12, 20, 26 — дациты; 21, 27 — липарито-дациты).

Таблица 10

Содержание редкоземельных элементов в породах Курило-Камчатской зоны

Оксид, % вес Элемент, г/г	1	2(2)	3	4	5	6(3)	7	8
SiO ₂	50,72	61,56	70,6	46,04	59,26	53,09	60,69	54,14
K ₂ O	1,0	2,01	2,45	0,82	2,57	0,56	1,57	0,41
La	8,9	14,6	13,8	8,4	13	4,3	13,7	2,1
Ce	14,5	11,8	31	15,6	19,5	8,9	38,9	6,6
Nd	12	16,2	17,5	12	18,5	5,9	—	—
Sm	3,7	4,4	4,5	3,7	5,8	1,7	5,8	2,3
Eu	1,1	0,8	0,7	1,2	1,4	0,6	1,62	0,83
Tb	—	1,1	1,0	0,8	1,4	0,4	0,96	0,59
Yb	2,1	2,6	1,8	1,9	3,1	1,5	4,7	2,5
Lu	—	0,5	—	—	—	0,3	0,73	0,43
La/Sm	1,6	2,1	2,0	1,5	1,4	1,6	1,5	0,6

Оксид, % вес Элемент, г/г	9	10(2)	11(2)	12	13(5)	14	15(2)	16
SiO ₂	71,25	53,93	69,34	57,54	59,31	71,57	50,10	55,41
K ₂ O	1,91	0,37	0,91	1,07	1,65	3,39	1,05	1,34
La	13,7	2,05	6,8	3,9	14,5	20,5	9,0	18,6
Ce	33,3	7,8	22,8	12,0	35,6	50,8	28,0	44,1
Nd	—	—	—	—	—	—	—	—
Sm	3,2	2,1	5,4	2,2	4,5	3,9	4,6	4,6
Eu	0,86	0,84	1,76	0,83	1,22	0,53	1,34	1,34
Tb	0,50	0,73	1,3	0,61	0,77	0,48	0,85	0,58
Yb	2,0	2,5	5,6	2,1	2,5	2,3	2,8	1,5
Lu	0,43	0,38	0,88	0,28	0,40	0,51	0,40	0,29
La/Sm	2,8	0,6	0,8	1,2	2,1	3,4	1,3	2,6

Примечание. Для пород Камчатки и Курил приведены аналитические данные Ю.А. Балашова [1976], для пород о. Хоккайдо — данные И. Кацуи с соавторами [Katsui et al., 1978]. Анализы пород: 1—3 Восточной Камчатки с вулканов: 1, 12 — Карымского, 3 — Сопки Гейзерной; 4—6 — Курильских островов с вулканов: 4 — Островного, 5 — Крашенинникова, 6 — Заварицкого; 7—16 — о. Хоккайдо с вулканов: 7 — Сиретого-Иводзан, 8, 9 — Кучаро, 10, 11 — Масю, 12 — Ме-Акан, 13 — Дайсецу, 14, 15 — Токати, Шоканбецу. В случае среднего состава породы в скобках указано количество анализов.

так и на Камчатке. Относительная встречаемость толеитовых и щелочных пород составляет по 10—20%. Большой частью наблюдается их сочетание с породами известково-щелочной серии — как в единой вулканической постройке, так и в ходе одного извержения, например на вулкане Толбачик в 1975—1976 гг. Тесная пространственная связь дополняется и значительной близостью составов вулкаников (см. табл. 9). Основное различие серий заключается в степени их литофильности — преимущественно в содержании K и Rb [Леонова, 1979]. В породах толеитовой и щелочной серий содержание K и Rb может изменяться вдвое по сравнению с известково-щелочными породами той же кислотности. В толеитовой серии низкая литофильность пород коррелируется с некоторым обогащением их железом и кальцием по сравнению с известково-щелочной серией. От океанических толеитов их отличают большее насыщение SiO₂ и Al₂O₃, более высокая литофильность и низкое содержание TiO₂, Ni, Co, а также наличие более кислых дифференциатов в составе серии.

Весьма существенной оказалась разница в поведении редкоземельных элементов, установленная для вулкаников разных серий на островах Курильских и Хоккайдо (табл. 10, рис. 48) [Балашов, 1976; Katsui et al., 1978]. Анализы островодуж-

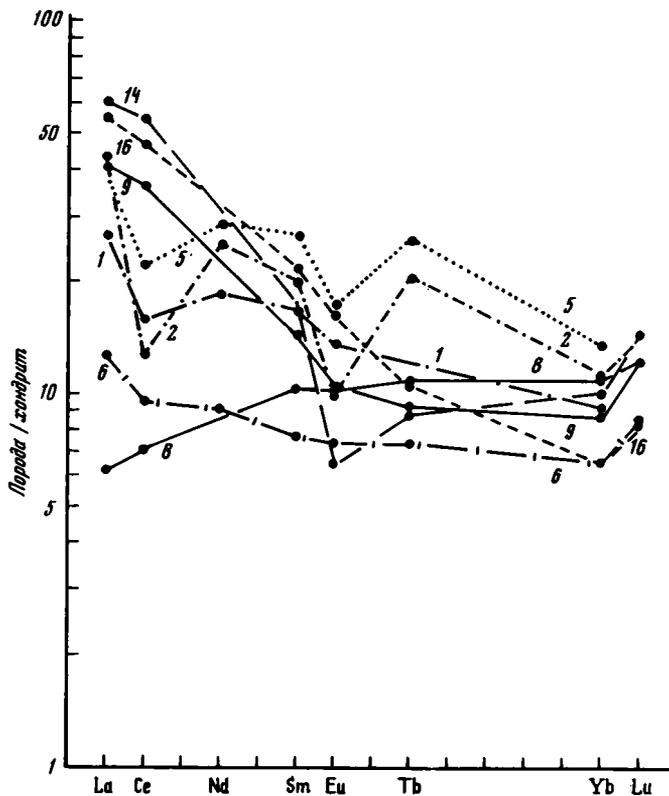


Рис. 48. График распределения редкоземельных элементов в четвертичных вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги [Балашов, 1976; Katsui et al., 1978]
Точки соответствуют составам пород, приведенным в табл. 10

ных толеитов дают картину слабофракционированных редкоземельных элементов, близкую к известной в океанических толеитах, как это видно для пород вулканов Масю, Кучаро и Ме-Акан. Примитивные разности базальтов имеют 5—8-кратное обогащение редкоземельными элементами по сравнению с хондритом, более дифференцированные породы — обогащение вплоть до 20—25-кратного (иногда значительно больше). Величина отношения La/Sm обычно составляет менее 1,0 и почти не изменяется по мере увеличения кислотности пород, как это иллюстрируется материалами по вулкану Масю. В анализах пород известково-щелочной серии обнаруживается распределение редкоземельных элементов, сходное с островными толеитами и отчасти щелочными базальтоидами океана. Такая картина распределения редкоземельных элементов видна в породах вулканов Сиретко-Иводзан, Токати, Дайсецу и Шоканбецу, многих курильских и камчатских вулканов. Обогащение легкими лантаноидами возрастает в них от 25—30-кратного по сравнению с хондритом до 60-кратного. При этом обогащение тяжелыми редкоземельными элементами постоянно остается близким к 10—20 кратному, редко больше. Величина отношения La/Sm составляет в базальтах около 2,0 и постепенно увеличивается по мере возрастания кислотности и щелочности пород, достигая более 3,0 в андезито-дацитах и более 5,0 в липаритах. Характерно наличие в ряде образцов отрицательной европиевой аномалии. В щелочных породах с вулкана Шоканбецу на западе обогащение легкими редкоземельными элементами происходит до 60-65-кратного при некотором обеднении тяжелыми (до 8-кратного). Отношение La/Sm в основных членах ряда немного превышает

2,0 и быстро возрастает в более кислых, достигая в андезитах 4,0, в андезито-дацитах 5,0 и более. Интенсивное обогащение пород лантаном по сравнению с тяжелыми редкоземельными элементами коррелируется с быстрым накоплением в них К, Ва и других литофильных элементов, с резким сокращением элементов подгруппы железа. Эти данные характеризуют различный ход фракционирования редкоземельных элементов при дифференциации расплавов: 1) в толентовой серии — 3—4-кратное накопление всех элементов без изменения их распределения; 2) в известково-щелочной серии — накопление только легких их лантаноидов, 2-кратное по сравнению с начальным; 3) в щелочной серии — также обогащение легкими лантаноидами, происходящее в более быстром темпе и сопровождающееся некоторым деплетированием тяжелыми элементами.

Исследования по изотопии стронция в породах Курило-Камчатской дуги [Хедж, 1977; Виноградов и др., 1984; Katsui et al., 1978] показывают единство всех островодужных ассоциаций, характеризующихся близкими значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Для Восточного Хоккайдо они охватывают интервал 0,7028—0,7039 (27 анализов), для Камчатки 0,7031—0,7036 (11 анализов), для Курил и отчасти Камчатки — 0,7027—0,7037 (70 анализов). Эти цифры сравнимы с известными для абиссальных океанических базальтов и отвечают предполагаемым мантийным изотопным отношениям.

Все петрохимические особенности островодужного комплекса показывают единство пород каждой из серий и непрерывность тренда дифференциации расплава. Начальный состав расплавов, отвечающий базальтам, постоянно низкие значения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, высокие значения отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$, независимость эволюционного тренда от характера земной коры могут свидетельствовать об их мантийном происхождении без участия контаминации породами древней континентальной коры [Горшков, 1967; Леонова, 1979; Молчанова, 1981; Пополитов, Вольнец, 1982; Поляк, Толстихин, 1983; Katsui et al., 1978]. Близость химизма трех островодужных серий¹, наличие образований переходного характера, комплементарность состава толентовой и щелочной серий по ряду литофильных элементов, последовательное или даже почти одновременное формирование пород разных серий в ходе развития одного вулкана говорят об их несомненном генетическом родстве.

Картина распространения пород разных серий в пределах Курило-Камчатской дуги при рассмотрении детального материала оказывается достаточно пестрой [Леонова, 1978]. В самом общем виде здесь выявляется определенная поперечная зональность с увеличением щелочности вулканитов от океана в сторону континента [Куно, 1970; Горшков, 1967; Пискунов, 1976, 1984; Леонова, 1979; Пополитов, Вольнец, 1982; Katsui et al., 1978]. Эта зональность устанавливается при рассмотрении среднего состава пород², а также приуроченности крайних по щелочности типов пород к той или иной зоне. Так, Г.С. Горшков показал, что в Главной зоне Курильских островов и на востоке Камчатки распространены наиболее известковые породы (промежуточные между типами Пеле и Лассен-Пик). Западнее щелочность пород возрастает и в крайних западных выходах, на курильских вулканах Ширинки и Пик Фусса, на Срединном хребте Камчатки, появляются щелочные породы (близкие к типу Йеллоустоун). Повышение щелочности четвертичных вулканитов выражается в изменении индекса Пиккока от 64,0 в Главной зоне Курил до 61,0 (?) на западе.

Зональность в распространении пород разной щелочности и приуроченность

¹ Для островодужных базальтоидов отмечалась некоторая условность их отнесения к одной из трех серий, так как никакой дискретности химических параметров в них не наблюдается [Лутц, 1980].

² Критерии повышения щелочности у разных авторов оказываются различными. Используются данные то по общей щелочности пород ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, Х. Куно), то по соотношению щелочности и глиноземистости ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} / \text{Al}_2\text{O}_3$, А. Сугимур), то по недосыщенности пород SiO_2 и появлению нормативных щелочных минералов.

их к участкам островной дуги с различной глубиной сейсмофокальной зоны привели исследователей к заключению о различиях в глубине формирования родоначальных магм для этих вулканитов, об определенном соответствии глубины расположению очагов землетрясений [Куно, 1970; Рингвуд, 1981; и др.]. Были предложены непосредственные количественные корреляции между глубиной сейсмофокальной зоны и щелочностью вулканитов (по K_2O) [Dickinson, Hatherton, 1967]. Однако эти корреляции не были строго обоснованы. Позднее для разных островодужных зон были выявлены значительные вариации в соотношении содержания K_2O и глубины сейсмофокальной зоны [Nielson, Stoiber, 1973]. В свете имеющихся данных природная картина представляется значительно более сложной. Для ее характеристики необходимо учитывать намечающуюся генетическую связь пород разных серий и их совместное извержение на вулканах Толбачик, Малый Семячик и др., а также сложную внутреннюю зональность в каждой из основных зон, выявленную на Камчатке [Пополитов, Волюнец, 1982]. Весьма показательны изменения пород вдоль простираения островной дуги, независимые, по-видимому, от положения сейсмофокальной зоны.

Продольная зональность Курило-Камчатской вулканической дуги, возможность ее сопоставления с особенностями земной коры были отмечены Э.Н. Эрлихом, И.В. Мелекесцевым [1973], Л.Л. Леоновой [1979] и другими исследователями. Так, уже упоминалось о повышении кислотности пород на флангах дуги, в пределах Камчатки и Хоккайдо. Объем кислого материала четвертичных извержений на Камчатке оказывается на 1—2 порядка больше, чем в нормальной островной дуге той же протяженности; содержание SiO_2 в наиболее кислых разностях составляет до 72% и больше (против менее 65% в пределах Курил) [Эрлих, Мелекесцев, 1973]. Одновременно на Камчатке происходит и возрастание литофильности четвертичных образований. При одинаковом содержании SiO_2 они содержат здесь несколько больше K_2O , Na_2O , TiO_2 , Li, Rb и целого ряда литофильных элементов, но меньше CaO и элементов подгруппы железа [Леонова, 1979] (см. табл. 9, рис. 47). В результате состав четвертичных вулканитов Камчатки приближается к составу пород верхнемелового вулканического комплекса Сихотэ-Алия (см. выше).

В пределах камчатского фланга дуги значительные изменения состава пород происходят на северном окончании Восточной вулканической зоны. Здесь группа вулканов от Карымского до Кроноцкого характеризуется развитием пород толеитовой и известково-щелочной серий. Севернее, в группе вулканов Тумрок, Кизимен и Гамчен, исчезают толеиты и в небольшом количестве появляются щелочные породы. Далее к северу Восточная зона вулканов продолжается или кулисно подставляется вулканами Центральной Камчатской депрессии с распространением известково-щелочных и в значительном объеме также щелочных пород. Те же изменения четвертичных вулканитов могут быть прослежены в пределах Хоккайдо [Katsui, 1961; Katsui et al., 1978]. В вулканической группе Сиретоко—Акан, как и на Кунашире, распространены толеитовые и известково-щелочные породы. Так, для вулканов района Акан—Кучаро установлены излияния базальтов и андезитов толеитовой серии на начальном этапе, выбросы кислой пирокластики известково-щелочного состава — в конце. Западнее, в группе Дайсецу—Токати, расположенной кулисно относительно Сиретоко—Акан, вулканиты толеитовой серии отсутствуют, в составе известково-щелочной серии увеличивается роль кислых дифференциатов и возрастает щелочность всех пород. На западном окончании вулканической зоны для вулкана Шоканбецу характерно сочетание пород известково-щелочной и щелочной серий. Возрастание щелочности происходит здесь главным образом за счет калия и коррелируется с ростом содержания ряда литофильных элементов, включая легкие лантаноиды.

В целом вулканогенный островодужный комплекс Курило-Камчатской зоны имеет сложное строение, с частыми фаціальными переходами, сменой морских

отложений континентальными, с местными размывами, с невыдержанной мощностью пачек и пластов, с сочетанием эффузивных и интрузивных образований. Лаво-пирокластические накопления, связанные с палеовулканами, обнаруживаются в разных районах на различных уровнях разреза. Известная длительность существования вулканов 1—2 млн лет. В ходе извержений нередко наблюдались переход от основных пород к более кислым, смена толеитов известково-щелочными образованиями или же известково-щелочных — щелочными. Подобная же смена наблюдается и по латерали.

Во фланговых частях островной дуги, где вулканическая зона наложена на более древние структуры с континентальной корой, происходит целый ряд закономерных изменений. Здесь вулканическая зона значительно расширяется, включая район Китами в центральной части Хоккайдо, Срединный хребет на Камчатке. Ширина ее между Кроноцким и Ичинским вулканами достигает более 200 км, что сравнимо с шириной молодого вулканического пояса Анд. В составе неоген-четвертичного комплекса увеличивается количество континентальных пород, особенно в верхних горизонтах. Среди вулканических продуктов значительно возрастает роль кислых пород, обычно пирокластических, нередко представляющих собой игнимбриту. Увеличивается литофильность всех вулканитов, уменьшается их известковистость, и соответственно снижается индекс Пикока. Повышается также и кислотность интрузивных образований, слагающих вместе с вулканитами единые вулкано-плутонические ассоциации. Размер и количество интрузивов увеличивается по сравнению с курильскими. При внедрении гипабиссальных гранитоидных тел на глубинах в несколько километров происходят гигантские взрывы, сопровождающиеся образованием кальдер и крупных вулкано-тектонических депрессий. Все эти изменения, происходящие в Курило-Камчатской дуге, показывают, что на флангах она приобретает черты типичного окраинно-материкового вулканического пояса.

По составу вулканических образований и связи их с интрузивными гранитоидами, по распространению стратовулканов, осложненных кальдерами, и вулкано-тектонических депрессий с мощными пемзовыми накоплениями молодые вулканиты Камчатки и Хоккайдо чрезвычайно близки образованиям мелового Восточно-Азиатского пояса на основном этапе его развития. Вулканический комплекс Курил сопоставим с породами начального, островодужного, этапа развития пояса [Меланхолина, Молчанова, 1977]. Длительность существования Курильской островодужной зоны около 30 млн лет. Формирование здесь вулканогенного комплекса и структурообразование продолжают донине и могут изучаться как современный процесс. Это представляет особенный интерес для выявления очагов андезитовой магмы и наблюдения их связи с активной сейсмофокальной зоной.

Сведения о существовании магматических очагов и их параметрах были получены геофизическими методами. Выше упоминались данные о гравитационных аномалиях над кальдерами и вулкано-тектоническими депрессиями Паужетской, Большесемячической, Хангарской и др., которые могут отвечать интрузивам кислого состава, представляющим собой периферические магматические очаги с верхними кромками на глубине 5—6 км. Сейсмические исследования на Камчатке позволили получить данные и о характере среды под вулканами Ключевской, Авачинско-Корякской и Толбачикской групп [Фарберов, 1974; Федотов, 1976, и др.; Аносов и др., 1977; Балеста, 1984]. Так, под вулканом Безымянным в Ключевской группе на глубине от 10 до 20 км было обнаружено изометричное (около 15 км в поперечнике) аномальное тело с пониженными вязкоупругими параметрами ($v_{пл}=5,3$ км/с по сравнению с 6,6—6,7 км/с в окружающей среде). Под Авачинским вулканом и конусами Толбачикской группы выявлены близповерхностные тела (на глубине 1,5—2 км), аномальные свойства среды фиксируются и на более глубоких уровнях.

Во всех аномальных объектах наблюдались понижение скоростей продольных и поперечных волн, а также резкое затухание поперечных волн, свидетельствующее, по-видимому, о частично расплавленном состоянии вещества. Поэтому обнаруженные неоднородности рассматриваются предположительно как современные периферические магматические очаги вулканов. Под Ключевской Сопкой и Корякским вулканом зафиксированы также вертикальные аномальные тела (несколько километров в поперечнике), уходящие на глубину, которые рассматриваются исследователями как "магмоводы" от глубинного источника к поверхности. Наличие расплавов в составе аномальных магматических тел подтверждается и результатами магнитотеллурического зондирования [Зубин и др., 1971; Балеста, 1984]. Разница в физических свойствах этих тел и окружающей среды оказывается настолько значительной, что уже в 20—30 км от кровли сейсмофокальной зоны они могут быть обнаружены сейсмическими методами [Федотов, 1976а, б].

Изучение современных явлений позволяет также подойти к суждению об энергетике вулканического процесса в островной дуге. Линейная продуктивность вулканизма, рассчитанная на единицу длины зоны для последних 850 тыс. лет, оказалась на Курилах равной $4 \cdot 10^{-6}$, на Камчатке — $28 \cdot 10^{-6}$ км³/км·год (данные И.В. Мелекесцева). Более представительны проведенные для Курильских островов оценки продуктивности за длительный временной интервал — последние 10—30 млн лет, дающие величину не менее $8 \cdot 10^{-6}$ и не более $25 \cdot 10^{-6}$ км³/км·год [Поляк, 1985]. Энергетический эффект гидротермальной деятельности оказывается соизмерим с эффектом вулканизма. Удельная интенсивность кондуктивных теплопотерь в островодужной зоне еще больше, чем конвективных. Общая величина теплового потока на Восточной Камчатке 58—90 мВт/м² (Смирнов, Сугробов, 1980; Поляк, 1985). Потери земной энергии конвективным и кондуктивным путем дополняются ее трансформацией в скрытые формы в ходе разнообразных деформаций, горообразования и метаморфизма. Все эти явления, локализующиеся в островных дугах, характеризуют их как пояса чрезвычайно высокой концентрации энергии. В области зрелой континентальной коры отсутствуют какие-либо зоны, сравнимые по энергетической значимости. Как показал Б.Г. Поляк [1985], именно современные границы плитконвергентные и дивергентные — представляют собой зоны аномальной концентрации земной энергии, потребление которой и определяет поступление вещества из мантии и формирование огромных объемов корового материала.

Вулканические поднятия островных дуг протягиваются по всей западной и северной периферии Тихого океана, сохраняя свои основные особенности, отмеченные при характеристике тектонотипа. Возрастной объем островодужного комплекса обычно охватывает интервал около 20—30 млн лет. В его составе сочетаются наземные и морские вулканические и вулканогенно-осадочные образования, со значительной фациальной изменчивостью, с общим преобладанием пирокластов. В различных островных дугах устанавливается общность вулканитов по их петрохимическому облику со значительными вариациями кремнекислотности, с характерным высоким содержанием SiO₂, Al₂O₃, CaO, с умеренным обогащением щелочами и постоянно низким содержанием TiO₂ [Горшков, 1967; Green, 1980]. Существенное обогащение пород щелочными, щелочноземельными, редкоземельными и радиоактивными элементами, необычайно высокая эксплозивность островодужного вулканизма свидетельствуют об огромной роли газо-флюидной составляющей в ходе магмогенерации [Куширо, 1984; и др.]. Средние составы пород обычно отвечают известково-щелочной серии. Характер их эволюционного тренда остается постоянным в структурах с различным типом основания.

Выше, однако, показаны большая сложность островодужного комплекса, изменчивость его даже в пределах единой Курило-Камчатской дуги. В других дугах могут несколько смещаться возрастные границы комплекса. Так, в Японской островной дуге в составе комплекса появляются породы, более древние,

чем на Хоккайдо (ярус монзен, самые низы миоцена и, возможно, верхи олигоцена) [Guidebook..., 1976]. На Командорских островах несомненно присутствие мощной палеогеновой вулканической толщи (эоцен) [Шмидт, 1978; Гладенков, 1984; Иващенко и др., 1984]. Вместе с тем четвертичные вулканические проявления на Командорах не установлены. Определенная изменчивость наблюдается и в составе комплекса с преобладанием то морских, то наземных образований. На островах Идзу-Бонинской дуги роль наземных вулканитов весьма незначительна, однако она становится преобладающей в пределах Японской островной дуги. Кайнозойские комплексы вулканических поясов восточного обрамления Тихого океана имеют полностью наземное происхождение.

Достаточно изменчив и состав вулканических пород разных дуг как по степени их дифференцированности и роли кислых членов ряда, так и по значению толеитовых и щелочных образований. При изучении Курило-Камчатской, Алеутской и других дуг были выявлены значительная выдержанность составов вулканитов во времени и вариации их в пространстве [Пискунов, 1984]. Такие вариации прослежены, в частности, на примере четвертичных островодужных серий [Горшков, 1967; Miyashiro, 1974]. Средние составы, вычисленные для всех четвертичных вулканитов, показывают на Алеутских островах большую литофильность пород, чем на Курилах. По содержанию щелочей они приближаются к меловым вулканическим породам Сихотэ-Алиня. Изменяются и другие петрохимические параметры. Так, повышение величины отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в породах Японской островной дуги по сравнению с Курильской (до 0,7058) может свидетельствовать о некоторой роли контаминации расплава веществом древнего гранитного слоя.

Таким образом, в едином поясе вулканических поднятий периферии Тихого океана по ряду признаков проявляется различная степень "континентальности" его отдельных отрезков. Возрастание признаков "континентальности" было прослежено выше на флангах Курило-Камчатской дуги. Для северного фланга Японской островной дуги наблюдается продолжение в пределы Сихотэ-Алиня с постепенной потерей островодужных признаков. На большей части восточной периферии Тихого океана прослеживаются позднекайнозойские окраинно-материковые вулканические пояса [Ломизе, 1979]. Свообразие окраинно-материковых поясов, большую щелочность вулканических продуктов иногда связывают с иным типом субдукции, чем в островных дугах, отличающимся более быстрым перемещением и пологим наклоном погружающейся плиты [Uyeda, 1982]. Особенности вулканической зоны, отмеченные в районе тектонотипа, свидетельствуют, вероятно, о более сложной зависимости. В целом разнообразие тектонических обстановок в ограничении Тихого океана представляется чрезвычайно важным как для сопоставления с мезозойскими структурами, так и для расшифровки всего хода тектонических процессов в области конвергентных границ.

В развитых островных дугах внутренняя вулканическая зона сочетается с внешним поднятием, образованным выступами более древних пород. В структуре Курило-Камчатской дуги, рассматриваемой здесь как тектонотип, внешнее поднятие прослеживается от района Кусиро—Немуро и Малой гряды на подводный хребет Витязя. На траверзе Центральных Курил поднятие прерывается. Севернее в той же структурной позиции находится зона восточных полуостровов Камчатки. Выше отмечено, что вулканогенный разрез Малых Курил заканчивается маастрихт-палеоценовыми отложениями зеленовской свиты. В постпалеоценовое время внешнее поднятие Курил существовало как амагматичная структура. Дислокации этого времени незначительны. Образование пологой моноклинали могло быть связано с заложением структуры желоба. Формирование нескольких террасовых уровней на Малых Курилах отвечает моментам слабых поднятий в четвертичное время.

Внешняя и внутренняя зоны Курил разделены узким (около 30 км), но весьма

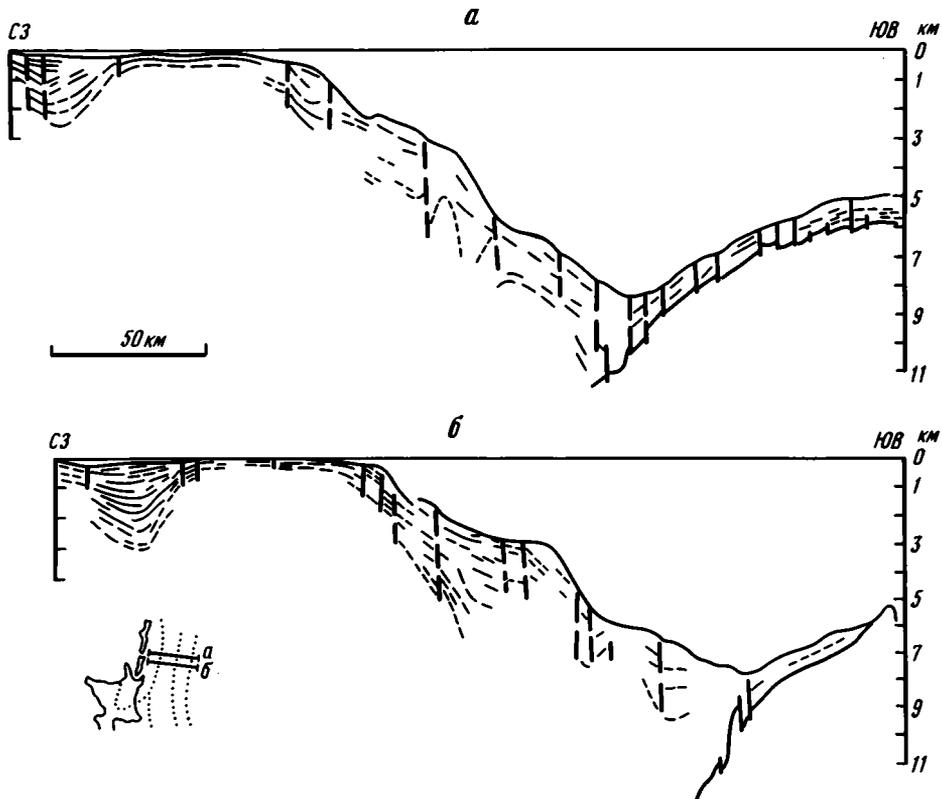


Рис. 49. Разрезы через Курило-Камчатский глубоководный желоб и участок вала Зенкевича, проходящие вблизи профиля ГСЗ 1-0, по данным МОВ ОГТ Н.А. Барановой и др. [Строение..., 1981]

а — у о. Итуруп; *б* — в районе островов Кунашир и Шикотан. На разрезах показаны отражающие границы в осадках и разломы. Под океаническим склоном желоба выделен сильный рефлектор, совпадающий по глубине с преломляющей границей с $V_p=6,6$ км/с

протяженным Срединно-Курильским внутридуговым прогибом. Прогиб почти полностью засыпан молодыми осадками, мощность которых достигает на юге более 2 км (рис. 49). В пределах Хоккайдо на простирации прогиба располагается наземная четвертичная впадина (см. рис. 44). В структуре Японской дуги внешнее поднятие образовано блоками Китаками и Абукума и отделено от внутренней вулканической зоны лишь небольшими грабенообразными впадинами. В целом внутридуговые прогибы в разных участках островных дуг выражены неодинаково и не представляют, по-видимому, обязательного элемента в системе активной окраины.

ЗОНА ТЕРРИГЕННЫХ ПРОГИБОВ—ЖЕЛОБОВ

Прогибы глубоководных желобов в обрамлении Тихого океана повсеместно сочетаются с зоной вулканических поднятий. Обычно они резко выражены в современном рельефе, протягиваясь в виде трогов на расстояние от 1000 до 5000 км при ширине в несколько десятков — 100 километров (см. рис. 26). На приостровных бортах и по простирацию трогов известны их участки, засыпанные осадками, как это установлено при сейсмопрофилировании и гравиметрических наблюдениях. На остальном протяжении морфология желоба, не компенсированного осадками, отвечает его тектонической форме. Тектонотипом прогибов

глубоководных желобов могут служить Курило-Камчатский и Японский желоба. Последний особенно интересен благодаря проведению здесь глубоководного бурения [Initial..., 1980, vol. 56/57].

Курило-Камчатский желоб достаточно полно охарактеризован в результате батиметрических и геофизических исследований, проводившихся на отдельных профилях и полигонах, начиная с первых рейсов НИС "Витязь" [Затонский и др., 1961; Удинцев, 1972; Строение..., 1964; Гайнанов и др., 1974; Красный, Кочергин, 1975; Туезов, 1975; Тулина, 1976; Зверев, 1977; Бондаренко и др., 1977; Уэда, 1978; Васильев и др., 1979; Структура..., 1979; Гнибиденко и др., 1980; Ломтев, Патрикеев, 1985; Селиверстов и др., 1981; Строение..., 1981; Geological..., 1977; Gravity..., 1975—1978]. Геологическое изучение Курило-Камчатского желоба с помощью донных трубок и драг принесло весьма обильный материал осадков и твердых пород [Мурдмаа и др., 1970; Мурдмаа, Безруков, 1980; Васильев и др., 1979]. Однако интерпретация этого материала, полученного в зоне ледового разноса, представляет значительные трудности.

Основные морфологические особенности желоба — его линейность и огромная протяженность: 2200 км при ширине по изобате 5,5 км до 100 км и более. Северовосточное простираание желоба и его изгиб полностью следуют Курило-Камчатской дуге (см. рис. 44). Расстояние от вулканического фронта до оси желоба 200—250 км. Характерно V-образное сечение и поперечная асимметрия желоба: с более высоко приподнятым и крутым приостровным бортом. Здесь наклон дна часто составляет 5—10°, в нижней части склона обнаруживаются уступы с наклоном до 20—30°, с выходами на поверхность акустического фундамента (см. рис. 49).

Профиль островного склона весьма неровный, особенно в средней и нижней частях, где наблюдается серия подводных ступеней и террас. Иногда они могут быть прослежены вдоль борта желоба до 100—130 км. Обычно же эти элементы не выдержаны по простираанию, что устанавливается, например, по серии близких профилей в южной части желоба. Только перегиб склона и местами террасы на глубинах 3—3,5 км прослеживаются здесь почти на всех профилях. В целом ряде пересечений желоба наблюдаются также перегиб склона или небольшой горст на уровне $6 \pm 0,5$ км. Террасам островного борта желоба нередко соответствуют продольные грабенообразные впадины разных размеров и в различной степени компенсированные осадками. Каньонам часто отвечают разломы; в случае каньонов Жупановского, Буссоль и некоторых других несомненно существование грабенов, поперечных структуре желоба, с осадочным выполнением, мощностью до 2 км, на севере иногда больше [Структура..., 1979, и др.]. На значительных участках осадки залегают параллельно поверхности склона. По некоторым профилям НСП в верхней части островного склона можно предполагать боковое наращивание осадков. Значительная поверхностная расчлененность, образование уступов и горстов с выходами акустического фундамента, наличие грабенов, еще не заполненных осадками, служат показателями постоянной тектонической подвижности на островном борту желоба, чему соответствует и мелкофокусная сейсмическая активность. О существенной нарушенности осадков в нижней части склона свидетельствуют их акустическая жесткость, прерывистость отражающих границ и наличие многочисленных дифракций [Ломтев, Патрикеев, 1985; и др.]. Местами предполагается существование оползневых тел [Гнибиденко и др., 1980]. В целом осадки слагают здесь крупный наклонный клин мощностью до 2 км и больше, на севере — до 4—6 км.

Более низкий и часто пологий океанический борт желоба нарушен слабее островного. Его осложнение представляет серия пологих гребней и ступеней, связанных с разломами (см. рис. 9, 49). Наклон склона в южной части желоба до 5—7°. Осадки залегают параллельно поверхности склона, имеют мощность первые сотни метров (иногда до 800 м) и распространены практически повсеместно, прослеживаясь в пределы желоба со стороны вала Зенкевича. Днище желоба

на ширину в несколько километров (до 15—20 км) обычно выровнено осадками. Его максимальные глубины, превышающие 9 км (до 9717 м), наблюдаются на отрезке между островами Уруп и Итуруп. Полоса днища с глубинами более 7 км прослеживается почти на всем простирании желоба, доходя на юго-западе до подводной горы Сысоева (Эримо), на северо-востоке до поднятия Обручева. Профили МОВ разных модификаций характеризуют повсеместное распространение осадков на дне желоба и их мощность до 2 км.

Осадки Курило-Камчатского желоба — преимущественно гемипелагические, обломочно-глинистые и туфогенные, с присутствием диатомово-кремнистых илов, местами с наличием грубых вулканомиктовых обломков [Мурдмаа и др., 1970; Мурдмаа, Безруков, 1980]. В самой верхней части островного склона нередко валунно-галечные и пирокластические накопления или пески с галькой и гравием. Глубже 1 км они сменяются мелкозернистыми песками из того же островодужного материала, а затем и более тонкими осадками, залегающими как непосредственно на борту желоба, так и в осложняющих его грабенах. Их гранулометрический состав и сортированность определяются особенностями местного рельефа и подвижностью вод. Местами на островном склоне характерно присутствие турбидитов с градиционно-слоистыми текстурами, переотложенные остатки микрофауны и флоры, иногда признаки подводно-оползневых нарушений.

На глубинах 3—4 км появляются диатомовые и кремнисто-глинистые илы, распространенные неравномерно, перемежающиеся иногда с пирокластическими накоплениями. Крутые участки склона представляют собой выступы акустического фундамента или перекрыты маломощными осадочными слоями. При медленном осадконакоплении в таких участках нередко скапливается галечный материал и глыбы ледового разнosa. На дне желоба и океаническом борту характерно распространение алевроитовых и алевропелитовых вулкано-терригенных осадков и реже диатомовых илов [Мурдмаа и др., 1970]. Ж. Уо, опускавшийся на батискафе "Архимед", наблюдал сильное придонное течение, переносящее тонкий осадочный материал вдоль желоба.

Оценки возраста осадков в желобе малоудовлетворительны. Донными трубами были подняты лишь маломощные колонки из верхних горизонтов разреза. По результатам драгирования на большей части островного склона, в так называемой Внешней синклинали, возраст мощного разреза определен Б.И. Васильевым с соавторами [1979] от олигоцена—нижнего миоцена до плиоцен-четвертичного. Нижняя толща туфодиацитов и туфоалевролитов, судя по определению диатомовых и силикофлагеллят, оказывается разновозрастной с "зеленотуфовым комплексом" Большой Курильской гряды. Однако отнесение драгированных пород к коренным не обосновано авторами и требует дальнейшей проверки. Высказывалось также мнение о весьма молодом возрасте осадков желоба — от верхнего миоцена до четвертичного [Гладенков и др., 1980], а также и о значительно более древнем, начиная с конца мела—начала палеогена [Сергеев, 1976]. Оба эти мнения весьма слабо аргументированы.

В Японском желобе при проведении глубоководного бурения получены более достоверные сведения о характере и возрасте осадочного разреза [Мурдмаа, Безруков, 1980; Initial..., 1980, vol. 56, 57; Initial..., 1983, leg 87A, 87B). В целом осадки Японского желоба при их большей мощности и широком распространении оказываются сходными с курильскими. Здесь также основная масса материала отложена на островном склоне и у его основания. Сравнительно небольшая часть материала достигала днища, где накопилось менее 1 км осадков. В осадочном клине нижней части склона общая мощность нарушенного осадочного комплекса может достигать 5—7 км. Из них только верхняя часть была пройдена скважинами — до глубин 800—900 м внизу островного склона, 1115 м вверх. При определенных вариациях мощностей состав вскрытых слоев от среднего миоцена до современных оказался весьма однообразным как в скважинах на разных участках склона, так и на

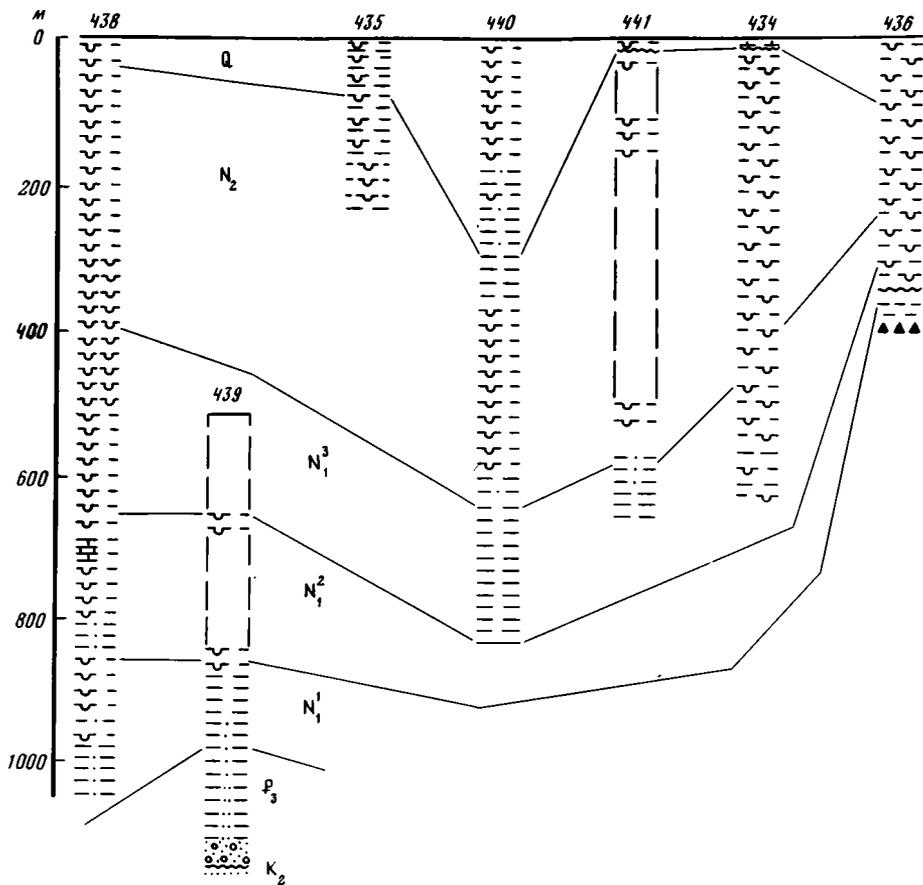


Рис. 50. Схема сопоставления разрезов скважин глубоководного бурения в Японском желобе [Initial..., 1980, vol. 56/57]

Условные обозначения см. на рис. 5

дне и океаническом борту желоба, где было проведено опробование с помощью донных трубок.

Все это гемипелагические осадки, глинисто-алевритовые и диатомово-глинистые с пепловым материалом и тонкими прослоями пепла преимущественно дацитового состава, иногда с карбонатными конкрециями или обломками известняка, с редкими песчаными прослоями (рис. 50). В разных участках литификация пород отмечена на разных уровнях разреза. Обломочный материал преимущественно островодужный; представлены также древесный и углистый детрит, обломки осадочных и метаморфических пород, количество которых вверх убывает. Осадки в скважинах различаются преимущественно по содержанию биогенного и вулканогенного островодужного материала. При опробовании донными трубками местами встречены и более грубые осадки, особенно в верхах островного склона.

В осадках миоцена—плиоцена наблюдались складочки оползания, многочисленные срывы, прослой осадочных брекчий с "катунами". Иногда видны трещины, образовавшиеся в полулитифицированной породе и заполненные брекчированным материалом, — микроскопические кластические дайки. Ряд трещин, по-видимому, оставался открытым и заполнялся флюидами, которые способствовали развитию внутренних нарушений в породе. В масштабе образца часто наблюдаются признаки тектонического дробления пород, особенно значительные в скв. 434 и 441, более

близких к оси желоба. Встречаются микросбросы, микровзбросы и сдвиги. Осадочные слои в керне скважин оказываются наклоненными до 30—40 и даже до 70°. В скв. 434 в 300-метровой толще верхнего миоцена—плиоцена обнаружено 5-кратное повторение разреза, произошедшее в результате или оползания осадочных пачек, или их тектонического совмещения. В четвертичных осадках скв. 440 встречена пачка слоев с шельфовыми фораминиферами, оказавшимися на глубине 4,5 км вследствие их перетолжения или же оползания осадка.

Максимальная мощность четвертичных осадков в скв. 440 более 300 м, плиоценовых осадков в скв. 441 более 500 м. Мощность осадков среднего—верхнего миоцена в скв. 584 около 600 м. Скорость неогеновой седиментации в скв. 438 и 439 от 40 до 120 м/млн лет, с максимальными значениями для плиоцена [Initial..., 1980, vol. 56/57] (см. рис. 6). В скв. 440 при близких скоростях неогеновой седиментации отмечены экстремальные значения скорости для плейстоцена — 230 м/млн лет. В нижней части склона скорости неогеновой седиментации относительно повышены и достигают более 200 м/млн лет для миоцена в скв. 400 и для плиоцена в скв. 434. При экстраполяции скоростей осадконакопления вниз по разрезу предполагается принадлежность его базальных горизонтов нижнему миоцену.

Только в верхней части островного склона скв. 438 и 439 прошли слои нижнего миоцена и верхов олигоцена мощностью около 230 м. Здесь нижнемиоценовые отложения характеризуются большой песчанностью, присутствием обломочного детрита, остатков древесины, перетолженных меловых радиолярий, наличием слоев с косой и градационной слоистостью, а также пачек турбидитов. Для последних предполагается накопление в условиях склона, а не на дне желоба. Точно так же турбидиты были обнаружены на склонах Курильского и Японского желобов донными трубками [Литология..., 1979; Geological..., 1977]. Слои верхнего олигоцена представлены массивными граувакковыми песчаниками и ниже пачкой валунных конгломератов и брекчий из обломков дацитов и андезитов, залегающей с угловым несогласием на дислоцированных и окремненных глинистых сланцах мелового возраста. Поверхности дислоцированного мелового комплекса отвечает на сейсмических профилях резкая отражающая граница со сложной картиной дифракций ниже нее. Валунные конгломераты в основании разреза сходны с современными прибрежными валунниками, известными вблизи островных дуг; их характер исключает, по-видимому, дальний перенос обломков и глыб. Для самой конгломератовой пачки и горизонта (65 см) серых глин в ее основании предполагается наземное происхождение, для вышележащих песчаников — мелководно-морское.

Установленное изменение комплексов бентосных фораминифер за 20 млн лет свидетельствует о последовательном погружении в этой части желоба со сменой глубин от верхнебатиальных в конце олигоцена до среднебатиальных в раннем миоцене и нижнебатиальных в середине и конце миоцена. Восточнее отсутствие карбонатного планктона в отложениях скв. 441 и 434 позволяет предполагать осадконакопление ниже уровня карбонатной компенсации, т.е. глубже 4 км. В других скважинах последовательность планктонных микроорганизмов в неогеновом разрезе включает формы тепловодные, умеренного климата и холодноводные, сменявшие друг друга в результате взаимного перемещения течений Оясио и Курошио.

Глинисто-алевритовый разрез Японского желоба, особенности конседиментационных нарушений в породах, появление в низах турбидитов оказываются сравнимы с отложениями меловой быковской свиты Западно-Сахалинского прогиба и ее аналогов на Хоккайдо, что использовано нами для актуалистических сопоставлений. Данные по палеоэкологии бентосной микрофауны в желобах и Западно-Сахалинском прогибе свидетельствуют о сходстве их глубин. Мощность разновозрастных осадков и скорость седиментации различны даже и в желобах Курило-Камчатском и Японском. В последнем обильное поступление терригенного

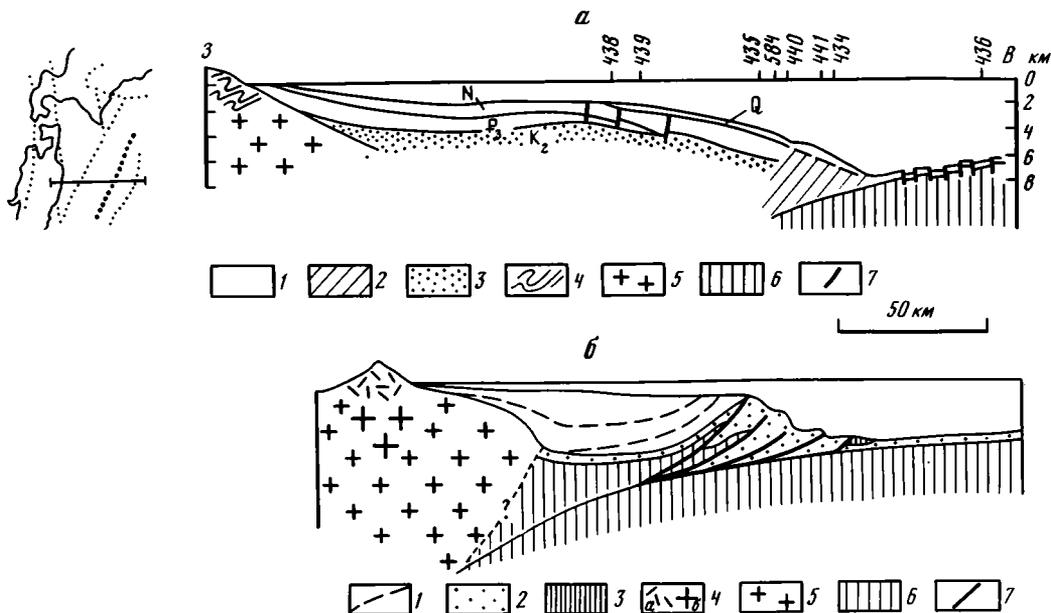


Рис. 51. Строение глубоководного желоба

a — геологический разрез через прогиб Японского глубоководного желоба и участок краевого вала по данным бурения и многоканального сейсмопрофилирования [Initial..., 1980, vol. 56/57]. 1 — олигоцен-четвертичные гемипелагические осадки прогиба Японского желоба; 2 — то же, в составе "аккреционной призмы"; 3 — меловые отложения прогиба-палеожелоба Исикари; 4 — дислоцированные мезозойские отложения внешней зоны Японской островной дуги; 5 — породы "гранитного" слоя островной дуги; 6 — породы океанической коры; 7 — разломы. *b* — схема расположения элементов преддуговой зоны [Dickinson, Seely, 1979]. 1 — осадки преддугового прогиба; 2 — предполагаемые океанические осадки на борту глубоководного желоба и в аккреционной призме (в составе субдукционного комплекса); 3 — осадки заполнения желоба; 4 — островодужные образования (*a* — вулканические, *b* — плутонические); 5 — породы островодужной коры и мантии; 6 — породы океанической коры и мантии (в погружающейся плите и в составе субдукционного комплекса); 7 — разломы

материала в осадки определялось крупными размерами соседней суши — микроконтинента Японских островов.

Данные бурения и профили многоканального МОВ в Японском желобе позволяют проследить осадочные горизонты между так называемым "преддуговым бассейном"³ (скв. 438, 439; рис. 51) и внутренним склоном желоба (скв. 435, 584, 440, 441, 434), представляющими элементы единого прогиба. В целом осадочный разрез прогиба включает отложения от верхнеолигоценовых до современных, залегающие с резким несогласием на дислоцированных меловых толщах. Их накопление охватывает временной интервал около 25 млн лет. В ходе развития прогиба устанавливается его значительное расширение и смещение осевой зоны к востоку, происходившее в неогеновое время, а также заметная перестройка на границе плиоцена и плейстоцена с поднятием островного борта в верхней части, прогибанием в средней части, с наклоном, дислокациями и оползнеобразованием в нижней части. Заложения структур Японского желоба и островной дуги оказываются примерно одновременными (конец олигоцена—ранний миоцен).

Кайнозойские отложения Японского желоба прослеживаются по данным сейсмопрофилирования далеко на север вплоть до прогиба Исикари [Initial..., 1980, vol. 56/57; Okada, 1980]. Поступление основной массы осадочного материала в пределы желоба предполагается именно из прогиба Исикари в результате продольного

³ По терминологии В. Дикинсона и Д. Сили [Dickinson, Seely, 1979].

сноса. Для отмеченных меловых глинистых сланцев в фундаменте Японского желоба, судя по профилям, тоже можно предполагать распространение дальше на север и непосредственную связь их с комплексом "надгруппы Иезо" в прогибе Исикари. Тем самым выявляется возможная принадлежность глинистых сланцев меловому желобу Исикари (см. выше). Таким образом, для структур современного вулканического поднятия Японской дуги и глубоководного желоба намечается близко унаследованное расположение с их меловыми палеоаналогами с некоторым смещением к востоку. Близость кайнозойских и меловых структур по расположению и возрасту, несомненно, может способствовать их сравнительному анализу.

Осадконакопление и структурообразование в пределах желобов представляют современные процессы и могут быть изучены здесь наиболее полно. Одним из особенно важных является вопрос о способе формирования осадочного клина (или "аккреционной призмы") у основания островного склона. Профили МОВ разных модификаций в Японском и Курило-Камчатском желобах показывают большую мощность осадочного клина и его значительную нарушенность. Во многих моделях конвергентных границ плит осадки этого клина рассматривались как соскобленный и деформированный материал I слоя океанической плиты. Данные по скважинам в Японском желобе показывают, что это не так: все разрезы содержат характерные гемипелагические осадки островного склона, полимиктового состава с обильным пепловым материалом, деформированные и осложненные оползневыми телами [Initial..., 1980, vol. 56/57]. Принадлежность осадков единому терригенному прогибу не вызывает сомнений. На многочисленных сейсмических профилях видно иное тектоническое положение океанических осадков в зоне субдукции (см. рис. 49, 51). В Японском желобе по профилям многоканального МОВ кровля и особенно подошва осадочного слоя прослеживаются с океанического склона ниже осадочного клина и далее под островной склон — в целом на расстояние до 55 км [Initial..., 1980, vol. 56/57]. На профилях НСП и МОВ ОГТ через Курило-Камчатский желоб эти отражающие поверхности могут быть прослежены на расстояние до 10—15 км от оси желоба с наклоном к северо-западу в 5—15° [Бондаренко и др., 1977; Строение..., 1981]. Особенности как осадочного слоя, так и акустического фундамента свидетельствуют, что границе структур континентальной окраины и Тихого океана отвечает подножье островного склона глубоководных желобов. Мощный клин выше этой границы образован осадками внутреннего склона желоба, подвергшимися наиболее интенсивным деформациям, с уплотнением и дроблением пород, с повторением элементов осадочного разреза.

Геолого-геофизические особенности глубоководных желобов, изученные для выбранных тектонотипов, повторяются и в других желобах обрамления Тихого океана [Мурдмаа и др., 1970; Удинцев, 1972; Шолл, 1978; Фон Хюне, 1978; Scholl et al., 1977; Dickinson, Seely, 1979; Talwani, Langseth, 1981; Initial..., 1982, vol. 66]. Во всех случаях желоба представляют собой активные структуры, отвечающие современной границе океанической и континентальной плит. Общий размах тектонического рельефа в системе вулканического поднятия—глубоководного желоба порядка 10 км и более. Образующиеся прогибы на основном своем протяжении не компенсированы осадками, имеют V-образный асимметричный профиль. Более крутым обычно оказывается островной (континентальный) борт прогиба, местами же, наоборот, океанический (желоб Кермадек). Зона стыка океанических и континентальных образований всегда связана с подножьем островного склона.

Отложения глубоководных желобов охарактеризованы данными сейсмопрофилирования и опробования донными трубками. В желобах Японском, Нанкай, Марианском, Алеутском, Центральноамериканском они пройдены скважинами глубоководного бурения. Во всех желобах осадки терригенно-глинистые с различным количеством кремнистых биогенных частиц и примесью туфогенного ма-

териала. Поступление пеплов и вулкано-терригенных частиц полностью определяется особенностями питающей вулканической зоны. В ряде случаев осадки в желобе имеют даже более "терригенный" облик, чем по другую сторону островной дуги [Мурдмаа, 1971]. Осаждение островодужного материала происходит в желобах большей частью по типу гемипелагической седиментации, что обеспечивает достаточное однообразие осадков в разных частях желоба. Определенную роль играют вынос материала суспензионными потоками, а также его продольный перенос с отложением на борту или днище характерных пачек турбидитов. В осевой части Алеутского желоба мощность четвертичных осадков "турбидитного клина" достигает 1—2 км [Шолл, 1978].

Состав обломочного материала и мощность отложений всегда зависят от характера и размеров питающей суши, как это отмечено при сравнении Японского и Курило-Камчатского желобов. При поступлении большого объема материала с крупных массивов суши в желобах Японском, Филиппинском, Новогвинейском, Перу-Чилийском идет наиболее быстрая компенсация прогибания осадконакоплением. При этом вынос реками терригенного материала полностью зависит от климатической обстановки: в гумидной зоне Перу-Чилийского желоба осадки достигают мощности 1,5—2 км, в аридной зоне на севере осадки почти не отлагаются⁴ [Scholl et al., 1968]. У островных дуг с мелкими островами, далеко выдвинутыми в океан, Марианской, Тонга, осадки в основном маломощные и представлены пелагическими образованиями, местами напоминающими глубоководные красные глины [Мурдмаа, 1971]. Присутствие карбонатного материала в осадках желобов фиксируется в низких широтах. Наиболее значительное накопление кремнистых осадков отмечено в поясах повышенной биологической продуктивности. Таким образом, состав и мощность осадков в прогибах глубоководных желобов значительно варьируют. При выделении их палеоаналогов формационная характеристика отложений не может служить единственным критерием. Вместе с тем ряд признаков осадков достаточно характерен. Он определяется преимущественным поступлением материала с островной дуги и постоянной тектонической активностью всей зоны с многочисленными нарушениями осадков в макро- и микромасштабе, с образованием оползней, с поступлением на глубину осадка и переотложенных органических остатков с мелководья и островов. Основная масса материала осаждается на внутреннем склоне и у его подножья, образуя осадочное выполнение молодого прогиба.

Специальное изучение осадочного клина в основании внутреннего склона желоба было проведено при глубоководном бурении не только в Японском, но и в Марианском и Центральноамериканском желобах. Оно показало, что мощные осадочные накопления не могли формироваться у ведущего края континентальной плиты как "аккреционные призмы" из океанических осадков. Подобные призмы в желобах являются, скорее, исключением, чем правилом [Talwani, Langseth, 1981]. Расчеты для аккреционных призм показали, что объем их вещества в ряде случаев в несколько раз превосходит возможное поступление океанических осадков, "сдираемых" с поверхности погружающейся плиты [Ушаков, Галушкин, 1979]. Более того, рядом исследователей предполагаются не только полное поглощение океанических осадков в зоне субдукции, но и так называемая "субдукционная эрозия" континентальных образований на внутреннем борту желоба, также поступающих на глубину в ходе субдукции. Однако масштабы этого явления, по-видимому, не могли быть значительны ввиду большой положительной плавучести континентальных пород.

⁴ В районе Антофагасты между вершинами Анд и некомпенсированным участком желоба отмечена максимальная амплитуда рельефа в мире — около 14,8 км.

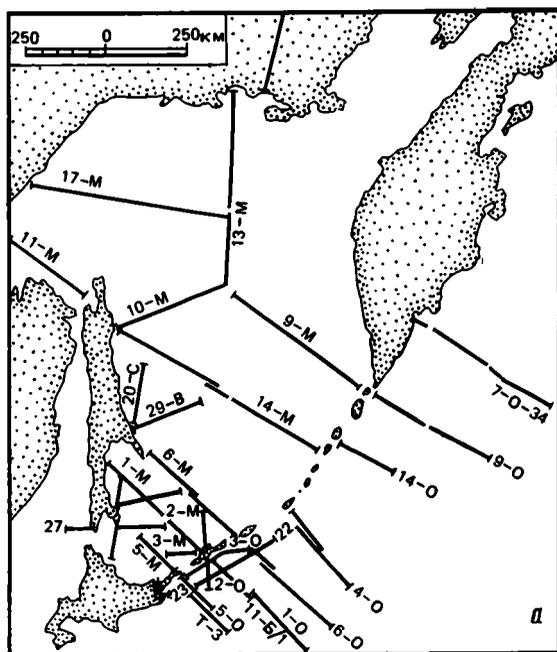
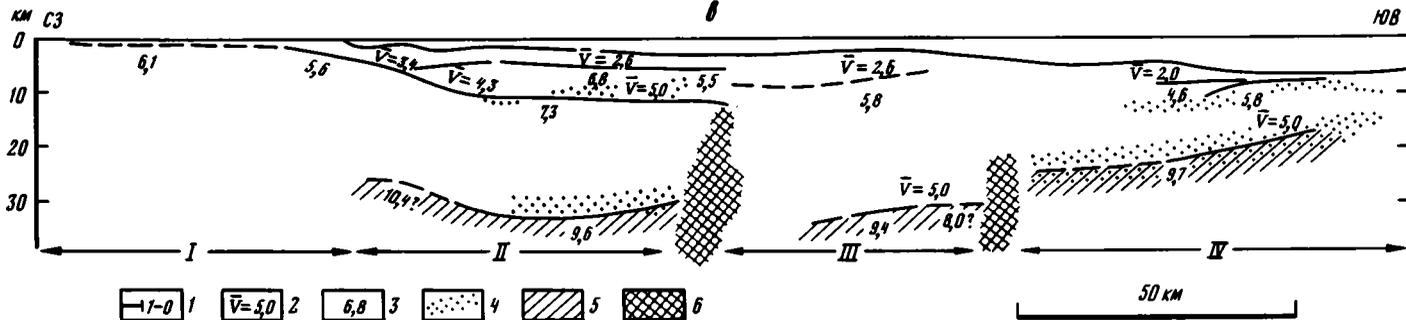
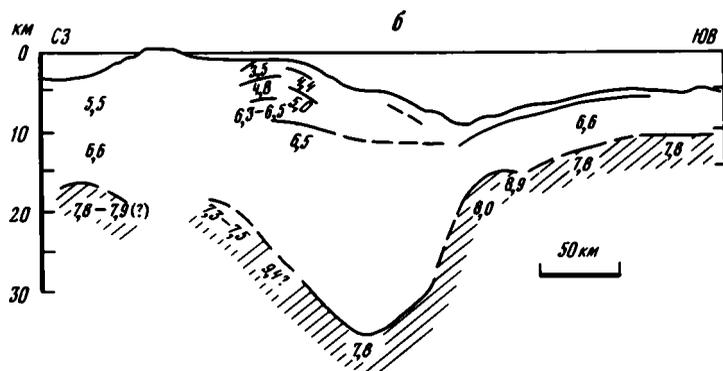


Рис. 52. Глубинное строение Курило-Камчатской системы островной дуги—глубоководного желоба по данным ГСЗ

a — расположение профилей ГСЗ; *b* — разрез по профилям 1—0 и 11—Б/1 близ о. Итуруп [Строение..., 1964, 1981]; *в* — разрез по опорному профилю 7-0-34 близ Камчатки [Тулина, 1976]. 1 — расположение и номера профилей ГСЗ; 2—4 — сейсмические характеристики разрезов; 2 — средние скорости продольных волн, км/с. 3 — граничные скорости, км/с. 4 — интервалы глубин, рассчитанных для сейсмической границы при различных вариантах построений; 5 — породы мантии; 6 — разломные зоны, установленные по данным ГСЗ. Римскими цифрами обозначены: I — Прибрежный блок, II — блок Восточных полуостровов и заливов Камчатки, III — блок хр. Шатского, IV — Приосевой блок



Сейсмические данные о строении коры и верхов мантии в Курило-Камчатском регионе получены более чем по 15 профилям ГСЗ, пройденным как в поперечном, так и в продольном направлении (рис. 52) [Строение..., 1964; Тулина, 1969, 1976; Алексеев и др., 1972]. Как видно на профилях, резко расчлененному тектоническому рельефу структур дуги—желоба соответствует значительная изменчивость мощности и скоростных характеристик земной коры, отвечающих ее разным типам. Сейсмические границы в коре не всегда могут быть проведены уверенно. Только две опорные границы — в кровле и подошве консолидированной коры — выделяются почти повсеместно. Интервалы значений граничных скоростей на них соответственно 4,5—6,1 (на востоке больше) и 7,8—9,0 (иногда до 9,4—9,6) км/с. Максимальные мощности коры (до 25—30 км) фиксируются на островном склоне желоба. Характер перехода от коры к мантии на разных участках неодинаков. Вкост простирающихся структур на профилях ГСЗ обнаруживаются резкие изменения как мощности слоев, так и особенностей волнового поля, скоростного разреза коры и характера ее расслоенности. При изучении этих изменений наиболее детальная система наблюдений на профиле 7-0-34 вблизи Камчатки может быть использована как опорная [Тулина, 1976].

Данные профилей 7-0-34, 23 у Южных Курил [Тулина, 1969], а также и других показывают для зоны островодужных вулканов почти повсеместное распространение образований с $v_r \leq 6,0$ км/с. Часть этих образований с известной долей условности можно считать принадлежащими "гранитному" слою, характерному для континентальной коры. Количественные соотношения различных пород в составе эффузивно-осадочных образований и "гранитного" слоя, по-видимому, варьируют, так что на едином продольном профиле 23 фиксируются изменения граничных скоростей в кровле коры в пределах 4,5—5,8 км/с, а на профиле 7-0-34 — 5,6—6,1 км/с. Положение подошвы островодужных низкоскоростных образований не выявлено, так как промежуточные границы в коре весьма прерывисты. У южной части о. Итуруп (профили 23, 1-0) подошве "гранитного" слоя может отвечать предположительно граница со скоростями 6,3 км/с (немного ниже нормальных), выделенная на глубинах от 5 до 8—9 км. У о. Уруп на профиле 4-0 подобная граница фиксируется непосредственно под эффузивами и осадками, что позволяет предполагать здесь полное отсутствие "гранитного" слоя [Строение..., 1964]. В разрезе Северных Курил (профили 14-0, 9-0) в верхах коры снова выявляется наличие низкоскоростного слоя с $v_r = 5,5—5,6$ км/с мощностью в несколько километров, прослеживающегося также и на Камчатке.

В целом для вулканического поднятия Больших Курил и Камчатки установлена близость структуры коры к континентальной. Несколько пониженные скорости в верхах разреза и сравнительно малые мощности могут быть связаны с молодостью коры и незавершенностью ее развития, продолжающегося и в настоящее время [Строение..., 1964; Марков и др., 1967]. Динамика процесса корообразования отражена в глубинной структуре разных отрезков дуги, различающихся по степени зрелости коры. На Центральных Курильских островах молодости их структуры отвечают минимальная мощность коры (13—15 км?), отсутствие в ней "гранитного" слоя. Современный рост коры проявлен в мощном развитии вулканизма и гранитоидных внедрениях. К юго-западу и особенно к северо-востоку по простирающейся зоне вулканов наблюдается увеличение мощности коры в целом и ее "гранитного" слоя. На северных профилях мощность коры 20—25 км, верхние несколько километров представлены низкоскоростными образованиями. Правда, в их составе могут преобладать эффузивно-осадочные породы, еще недостаточно консолидированные и гранитизированные, с раскрытой трещиноватостью и соответственно с низкими сейсмическими скоростями. Но формирование "гранитного" слоя здесь уже продвинуто по сравнению с отрезком Центральных Курил. Особенно это относится, по-видимому, к о. Парамушир, где развитие пород "гранитного" слоя подтвержда-

ется составом глубинных ксенолитов. На Камчатке мощность коры возрастает до 30 км, ее верхней низкоскоростной части — до 20 км [Сейсмические..., 1980; Балеста, 1984; и др.]. Это несомненно уже кора континентального типа, хотя и сокращенная по мощности. При сравнении с меловой корой Сихотэ-Алиня кора здесь оказывается более тонкой, но и более низкоскоростной, что позволяет предполагать большую роль пород "гранитного" слоя. Только внешняя зона островной дуги сравнима по средним скоростям с Сихотэ-Алинем.

Граница М под островной дугой на ряде профилей выражена нечетко, граничные скорости, по-видимому, нормальные, близкие к 8 км/с. Данные по району Ключей на Камчатке характеризуют сложную расслоенность и изменчивость скоростей на границе М, особенно значительную непосредственно под вулканической группой [Аносов и др., 1977; Сейсмические..., 1980; Балеста, 1984]. Возможно, что подобная сложность строения представляет характерную особенность перехода между корой и мантией в вулканической островодужной зоне. По результатам работ на о. Кунашир, проведенных методом обменных волн от землетрясений, была выявлена значительная расслоенность как в коре, так и в верхней мантии, однако выводы о характере границ раздела и их глубинах остались слабо аргументированными авторами [Злобин и др., 1982].

При переходе ко внешней невулканической зоне островной дуги не наблюдается заметных изменений мощности коры, но сильно преобразуется ее скоростная структура (см. рис. 52) [Тулина, 1976]. Непосредственно под осадками ($\bar{v}=2,6$ км/с) на глубине в 5 км вблизи Камчатки обнаруживаются весьма высокоскоростные породы, отвечающие "базальтовому" слою ($v_r=6,8$ км/с, на востоке меньше). Выходы подобных пород на поверхности известны в офиолитовых покровах восточных полуостровов Камчатки [Пушаровский и др., 1983; и др.]. На продолжении зоны, на подводном хребте Витязя и шельфе Малых Курил, в верхах коры отмечено присутствие достаточно низкоскоростных пород мощностью до 5 км (профили 22, Т-3) [Тулина, 1969; 1976]. Но с приближением к о. Шикотан происходит повышение средних скоростей и подъем вверх слоев, сложенных плотными породами. В пределах острова изучена тектоническая пластина габброидов; предполагаемое соответствие ее пород "базальтовому" слою коры подтверждается независимыми магнитными, гравиметрическими и отчасти сейсмическими данными. В целом в составе коры внешней зоны дуги можно предполагать преобладание подобных меланократовых пород с высокими сейсмическими скоростями. На глубинах 7—10 км на профиле 7-0-34 и 11—14 км на профиле 22 внутри коры выделена еще более высокоскоростная граница ($v_r=7,2-7,3$ км/с) [Тулина, 1976, 1969]. Объяснения повышения плотности пород на этих глубинах можно искать или в их напряженном состоянии, или в тектоническом смещении коровых и мантийных образований, происходящем на ведущем крае континентальной плиты. Скорости на границе М в отмеченном участке профиля К-0-34 также сильно повышены (v_r — до 9,6 км/с, глубина 25—29 км).

Резкие изменения структуры и мощности коры обнаруживаются на склоне глубоководного желоба около 100 км от его оси. На профиле 7-0-34 в районе подводного хребта Шатского установлено наличие разлома с погружением границы М не менее 5 км [Тулина, 1976]. Положение границы оказывается самым глубоким на профиле — 32 км или более, граничные скорости достигают 9,4 км/с. В верхах коры под осадками желоба ($\bar{v}=2,6$ км/с) вблизи Камчатки фиксируются довольно низкоскоростные породы ($v_r=5,8$ км/с), сравнимые по плотности с образованиями "гранитного" слоя в пределах островной дуги. На самом южном профиле Т-3 под осадками также отмечена низкоскоростная граница ($v_r=4,8-5,0$ км/с). В то же время на профилях 4-0, 6-0, 1-0 у Центральных и Южных Курил непосредственно под осадками в коре выявляются достаточно высокие скорости (v_r около 6,3 км/с и более), аналогичные скоростям в "базальтовом" слое вулканической зоны. Таким образом, в фундаменте прогиба глубоководного желоба совмещены, по-видимому,

разнородные образования, включая и высокоскоростные породы, вероятно, меланократового состава. Средняя скорость в коре на профиле 6-0 5,7 км/с.

От осевой части желоба, как и от дуги, блок хр. Шатского отделен разломом, смещающим границу М вверх на 7 км и более [Тулина, 1976]. В скоростном разрезе Приосевого блока на профиле 7-0-34, под осадками ($v=2,0$ км/с) на глубине 6 км выделена граница с $v_r=4,6$ км/с, а на глубине 8—10 км — с $v_r=5,8$ км/с. Промежуточные границы в коре не выделяются, и мощность низкоскоростных образований не ясна. На других профилях наличие низкоскоростных образований не фиксируется. На профиле Т-3 непосредственно под осадками мощностью 2—3 км выделена граница со скоростями 6,4—6,5 км/с; породы "гранитного" слоя отсутствуют в разрезе [Алексеев и др., 1972]. Граница М в Приосевом блоке характеризуется часто нормальными скоростями, но на профиле 7-0-34 граничные скорости повышены до 9,0 км/с и более. Положение границы отмечено на глубине 21 км, возможно, с подъемом к юго-востоку. Основная смена типов коры происходит именно в осевой части желоба.

На восточном борту желоба, в 20—30 км от его оси, наблюдается резкое смещение границы М вверх, связанное с разломом. Скоростной разрез и мощность коры (7—10 км) на всех профилях соответствуют океаническому типу коры. Скорости на поверхности М часто повышены до 8,7—8,9 км/с.

В целом сейсмические исследования в Курило-Камчатской области показали слоисто-блоковое строение коры с быстрыми изменениями свойств как в поперечном, так отчасти и в продольном направлении. На всех профилях общей особенностью является прямое соответствие рельефа границы М и тектонического рельефа [Тулина, 1976]. Вулканической островодужной зоне отвечает вал с глубинами поверхности М от 13 до 25 км, на Камчатке — до 30 км и больше. Прогибу глубоководного желоба соответствует прогиб поверхности М, смещенный от оси на западный борт желоба. Здесь глубины границы М увеличиваются на 5 км и более по отношению к островной дуге; граничные скорости (9,4 км/с) значительно превышают нормальные и могут быть обусловлены сжатием, уплотнением и напряженным состоянием мантийных пород под прогибом. Известно, что в таких условиях возможно преобразование вещества с изменением его физических свойств и повышением сейсмических скоростей [Тулина, 1976].

Структуры дуги и желоба, различающиеся по скоростным характеристикам и глубине поверхности М, разделены на ряде сейсмических профилей Главным разломом системы. Расположение разлома западнее хр. Шатского, у перегиба склона желоба близ изобаты 3 км, соответствует выходу на поверхность сейсмофокальной зоны Курило-Камчатской дуги, т.е. разлом представляет, по-видимому, элемент этой важнейшей глубинной структуры. В связи с этим возникает вопрос о поведении границы М по разные стороны зоны разлома. В соответствии с наблюдаемой волновой картиной оказывается допустимым вариант построения границы М с продолжением ее на глубину вдоль Главного разлома [Тулина, 1976]. На имеющихся сейсмограммах волны от этого погружающегося участка границы могли быть не выделены или вследствие их экранирования вылежащим блоком островодужной мантии, или вследствие крутого наклона границы, или из-за сложности волновой картины и малой детальности наблюдений. Таким образом, рельеф границы М вблизи Главного разлома Курило-Камчатской области может отвечать картине, предполагаемой в модели тектоники плит для зоны субдукции. Граничные скорости по обе стороны от разлома сильно повышены: до 9,4—9,6 км/с, по-видимому, вследствие сжатия и напряженного состояния вещества. Такое повышение мантийных скоростей, а также наличие местами высокоскоростных образований в верхах коры, непосредственно под осадками желоба, и их предполагаемое тектоническое совмещение с породами "гранитного" слоя весьма сходны с особенностями скоростного разреза в фундаменте Западно-Сахалинского прогиба (палеожелоба), что может быть использовано для актуалистических построений.

Таким образом, основные черты рельефа границы М в структурах дуги и желоба, их прямое соответствие тектоническим элементам, приуроченность склона желоба к прогибу поверхности М и к сейсмофокальной зоне с повышенной плотностью вещества на глубине оказываются сравнимы в Курило-Камчатских структурах и их палеоаналогах.

Сейсмофокальная зона Курил, определяемая по концентрации гипоцентров землетрясений, представляет, как и в других дугах, крупную структуру, уходящую в мантию на глубину до 650 км, на флангах — меньше [Федотов и др., 1969; Аверьянова, 1975; Атлас..., 1979; Балакина, 1979а,б, 1981, и др.; Тараканов, 1981, и др.; Болдырев, 1985; и др.]. Проявление поверхностных землетрясений фиксируется в широкой полосе, захватывающей как островную дугу, так и океанический склон желоба. Глубже в мантии толщина сейсмофокальной зоны определяется в 60—90 км, местами менее. Наклон ее под островную дугу составляет 50° и уменьшается на участке сочленения с Японской дугой. Именно сейсмофокальная зона является местом разрешения мощнейших тектонических напряжений, возникающих по границе с океаном. Эпицентры землетрясений, особенно мелкофокусных, наиболее сконцентрированы на флангах островной дуги — у Южных Курил и побережья Камчатки. Основная часть сейсмической энергии выделяется при неглубоких землетрясениях; более половины всех землетрясений, судя по данным наземных станций, оказываются связанными с глубинами от 0 до 60 км. Сейсмологические эксперименты с донными станциями показали приуроченность подавляющего числа событий в фокальной зоне к узкому интервалу глубин 30—60 км [Болдырев, 1981]. Аномальная плотность событий позволяет предполагать особенно высокие прочностные свойства вещества фокальной зоны на этих глубинах.

На всем протяжении Курило-Камчатской сейсмофокальной зоны ей сопутствуют градиенты теплового, электромагнитного и гравитационного полей, а также изменение скоростных характеристик среды. Большинство исследователей связывают градиенты геофизических полей с особенностями фокальной зоны: повышенной плотностью и низкой температурой ее вещества, выделяющими зону в окружающей среде [Айзекс и др., 1974; Уцу, 1972; Engdahl et al., 1977]. При реконструкциях движения плит специфичность островодужных фокальных зон находит объяснение в их принадлежности холодной и жесткой литосферной плите, погружающейся в зоне субдукции [Ле Пишон и др., 1977; и др.]. Действительно, специальные сейсмологические исследования по Курило-Камчатской фокальной зоне показали повышение здесь скоростей упругих волн на 10% по отношению к окружающей мантии и увеличение добротности (рис. 53) [Болдырев, Кац, 1982]. Величины скорости продольных волн нередко возрастают до 8,5, а по некоторым направлениям — вплоть до 9,0 км/с⁵. Добротность в верхних 80 км фокальной зоны увеличивается в 2—3 раза по сравнению с вулканической зоной дуги, что соответствует значительному повышению здесь прочности и плотности вещества.

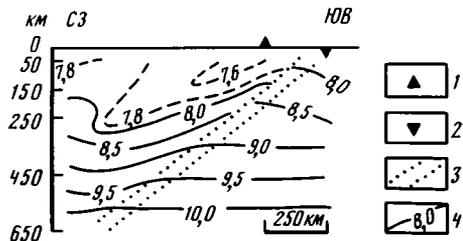
Особенно быстрое изменение физических характеристик среды устанавливается в кровле фокальной зоны по границе с островной мантией. Оно соответствует, скорее всего, резкому скачку плотностей с переходом к фокальной зоне, что подтверждено и особенностями гравитационного поля. В Курильском регионе именно близ выхода фокальной зоны на поверхность располагается крупнейшая гравитационная ступень, разделяющая максимум хр. Витязя и значительный минимум, отвечающий оси желоба. Повышение скорости сейсмических волн и уплотнение вещества в фокальной зоне, постоянное накопление здесь упругой энергии, разрешающейся в виде землетрясений, свидетельствуют, по-видимому, о напряженном состоянии вещества.

Исследования распределения скоростей продольных волн, концентрации очагов

⁵ Результаты сейсмологических определений и работ ГСЗ дают некоторое расхождение величин [Тулина, 1976].

Рис. 53. Глубинная структура Курило-Камчатской системы континентальной окраины в районе о. Шумшу — разрез по профилям 9-0 и 9-М по сейсмологическим данным [Болдырев, Кац, 1982]

1 — расположение вулканической зоны; 2 — расположение глубоководного желоба; 3 — границы сейсмоактивного слоя; 4 — изолинии скоростей продольных волн, км/с



и их механизмов дают картину значительной неоднородности прочностных свойств и напряжений внутри фокальной зоны. Обычно высокоскоростные участки характеризуются и повышенной сейсмической активностью, приуроченностью землетрясений с максимальными магнитудами. На основе этого Р.З. Тараканов и Н.В. Левый [1969] предположили слоистое строение фокальной зоны и окружающей среды с чередованием слоев более плотных и жестких и слоев более пластичных. Однако данные по тонкой структуре мантии показывают пятнистое распространение таких неоднородностей и максимальные их контрасты в верхних 200 км внутри фокальной зоны [Кузин, 1973; Болдырев и др., 1978]. Наибольшая сложность скоростного разреза выявлена в участках мантии, примыкающих к полуостровам Камчатки. Поле локальных напряжений в Курило-Камчатской фокальной зоне, установленное по землетрясениям средней энергии, оказывается особенно изменчивым в верхних 40 км [Симбирева и др., 1977]. Оно свидетельствует о чередовании масс пород, подвергшихся то продольному субгоризонтальному сжатию, то субгоризонтальному растяжению. Наибольшая мозаичность в распределении напряжений и интенсивность деформаций выявляются во фланговых частях зоны. У Центральных Курил отмечен участок значительных растяжений. В пределах земной коры растяжения концентрируются у о. Симушир, а глубже 100 км захватывают огромный объем мантии между островами Симушир и Парамушир.

Региональное поле напряжений, устанавливаемое по данным о сильных землетрясениях, также не является единым во всей фокальной зоне Курил. Однако в верхних 70—100 км зоны выявляется общая картина напряжений с ориентировкой осей сжатия вкрест простирания структур [Балакина, 1979а, 1983]. При этом направление сжатия повсеместно оказывается субгоризонтальным, а не следует наклону фокальной зоны, как это нередко представлялось в упрощенной модели процесса на конвергентных границах плит. Большое количество поверхностных землетрясений и сравнительное однообразие их механизмов определили сходную трактовку поля напряжений, данную разными исследователями. В различных островодужных зонах по границе океанической и континентальной плит было установлено действие поперечного субгоризонтального сжатия, а сверху океанической плиты, на внешнем склоне желоба, — локальное проявление поперечного растяжения [Аверьянова, 1975; Балакина, 1979а; Ichikawa, 1971].

Более неопределенным параметром очага землетрясения является плоскость разрыва, отвечающего очагу (одна из двух возможных). В моделях тектоники плит обычно отдается предпочтение пологим надвигом, наклоненным в сторону дуги. Однако их ориентировка в пределах Курило-Камчатской зоны оказывается незакономерной. Зато хорошую согласованность в ориентировке и характере разрывов дает выбор варианта с перемещением по крутым продольным взбросам, наклоненным в сторону желоба. Вывод Л.М. Балакиной [1979б] о преобладании в верхней части фокальной зоны перемещений по продольным взбросам и взбросо-сдвигам представляется для Курил наиболее обоснованным. Реже возможно присутствие здесь пологих надвигов с перемещением в сторону желоба или под разными углами к нему. Наблюдающиеся вариации в ориентировке надвигов и характере смещения, по-видимому, вполне обычны для структурного рисунка с по-

добными пологими формами. В отдельных случаях при решении механизма землетрясения были установлены сдвиги, секущие Курило-Камчатскую дугу и, возможно, ограничивающие очаги, возникающие на продольных разломах.

На промежуточных и больших глубинах в фокальной зоне создается картина напряжений и деформаций, более сложных и неоднородных, чем в верхней ее части⁶ [Балакина, 1981]. Здесь на отрезке фокальной зоны протяженностью более 1000 км имеет место сочетание участков с прямо противоположной ориентировкой осей сжатия и растяжения, наиболее достоверно установленное для глубин от 70 до 150 км. В нижней части фокальной зоны, глубже 300 км, на ее северном отрезке преобладающими становятся напряжения растяжения и подвижки по продольным сбросам, круто наклоненным в сторону желоба [Балакина, Голубева, 1979]. На юге картина деформаций менее устойчивая, включающая участки как поперечного сжатия, так и сжатия в субширотном направлении с образованием секущих сдвигов. В отдельных глубоких землетрясениях решение механизма очага не удовлетворяет представлению о скольжении по одной плоскости разрыва, что приводит к необходимости предполагать сочетание разломных смещений с объемными деформациями, связанными, вероятно, с вещественными преобразованиями среды [Балакина, Голубева, 1979].

Отмеченные особенности геодинамики Курило-Камчатской зоны характеризуют короткий период инструментальных наблюдений. Однако значительная согласованность в ориентировке осей напряжений не может быть случайной. Связь кратковременных современных движений с длительно формировавшимися тектоническими структурами позволяет считать данные сейсмологических наблюдений представительными для достаточно большого временного интервала. На их основе для всей Курило-Камчатской сейсмофокальной зоны с большой долей вероятности можно предполагать преимущественное распространение крутых разломов. Все они имеют наклон, секущий фокальную зону, а не следуют ее падению под островную дугу. Такая картина деформаций на конвергентной границе плит не отвечает модели простого погружения. Можно предполагать, что механизмы землетрясений — как глубоких и промежуточных, так и поверхностных — отражают не пограничное трение, а хрупкие деформации внутри погружающейся плиты, отчасти также и в островодужной литосфере. При этом значительная часть зарегистрированных сильных толчков может фиксировать упругое последствие в породах. Наибольшая прочность и упругость материала устанавливается для верхней части фокальной зоны. Ослабление сейсмической активности с глубиной соответствует, скорее всего, увеличению роли пластических деформаций.

Субгоризонтальная ориентировка сжимающих напряжений, показанная Л. М. Балакиной для районов Курило-Камчатской и других островных дуг, противоречит, по ее мнению, моделям тектоники плит для периферии Тихого океана. Нам представляется, что эти данные не являются решающим аргументом. Однако они показывают, что система напряжений на конвергентной границе определяется в первую очередь не погружением океанической плиты вниз, а столкновением движущихся плит и сжатием на их контакте [Пушаровский, 1972]. Чрезвычайно существенно выявление поперечной ориентировки сжатия в региональном поле напряжений в литосфере на всем протяжении Курило-Камчатской сейсмофокальной зоны. Такую ориентировку напряжений можно считать несомненным доказательством активных перемещений всех участков островодужной зоны вкострости. Вариации локальных напряжений вдоль простирания зоны свидетельствуют об изменении взаимного расположения ее частей, приводящем к увеличению кривизны дуги. Активное перемещение средней части дуги определило, вероятно, значительные продольные растяжения в районе Центральных Курил, малые мощности коры

⁶ Сокращение числа событий и уменьшение их магнитуды снижает надежность определений механизма очага.

и особенности ее структуры. Постепенный поворот фланговых частей дуги сопровождается выполаживанием наклона фокальной зоны и уменьшением ее глубины. Связь этих особенностей с повышением мощности коры, характером магматической деятельности и формированием "гранитного" слоя заслуживает специального внимания.

Особенности напряжений в глубоких частях фокальной зоны (ниже уровня столкновения плит), возможно, определяются реологическими свойствами ее материала, различными на северном и южном флангах Курил. В частности, некоторое влияние на особенности фокальной зоны могут оказывать возрастные различия северной и южной частей погружающейся океанической плиты (см. рис. 3). Кроме того, можно допустить, что на больших глубинах в большей мере, чем на малых, характер напряжений зависит от направления перемещений Тихоокеанской плиты по отношению к континентальной окраине. Имеющиеся материалы пока не дают возможности выбора определенных решений. Они показывают значительную сложность глубинных нарушений, возможное наличие объемных деформаций вещества.

Сейсмологические данные и выводы по Курило-Камчатской зоне в общих чертах сопоставимы с известными по другим активным окраинам Тихого океана. С разной степенью детальности в других регионах повторяются положение фокальной зоны в структурах островной дуги—желоба, ее толщина и глубина погружения, прочностные свойства вещества и распределение сейсмической активности, преобладание субгоризонтальных поперечных сжатий в верхней части фокальной зоны, сложная картина напряжений и деформаций на глубине [Балакина, 1979а, 1983, и др.]. Угол наклона фокальных зон варьирует от 15—20 до 80°, глубина — от 200 или меньше до 650—700 км. В литературе обсуждается зависимость этих параметров от длительности развития островной дуги [Айзекс и др., 1974; Тараканов, 1981; и др.], от возраста погружающегося участка океанической плиты [Vlaar, Wortel, 1976], от скорости его поддвигания [Uyeda, 1982]. Но предполагаемые зависимости выдерживаются не во всех дугах. В районе Меланезии известны наклоны фокальных зон в сторону океана. Вниз по падению фокальной зоны нередко происходит изменение угла наклона. В ряде случаев наблюдается изменение наклона и глубины фокальной зоны вдоль простирания, как это было отмечено для Курил. Изучение тонкой структуры фокальной зоны иногда позволяет судить о двуслойном строении ее верхней части [Хасегава и др., 1978; Yoshii, 1979]. Однако достаточно строго это доказано только для участка Японской дуги по данным о микроземлетрясениях за короткий временной интервал. Детальные исследования в Курило-Камчатской дуге не показывают аналогичной картины.

При ряде различий распределения сейсмичности во всех фокальных зонах отмечается ее резкий спад на глубинах от 100 до 200 км. Именно этому участку фокальной зоны отвечает повсеместно расположение полосы островодужных вулканов. С ним и связывают многие исследователи генерацию андезитовых магм [Ле Пишон и др., 1977; Рингвуд, 1981; и др.]. Как соотносится островодужный магматизм с субдукцией — остается одним из важнейших нерешенных вопросов для конвергентных границ плит [Talwani, Langseth, 1981]. В Курило-Камчатской сейсмофокальной зоне или в мантии над ней признаки частичного плавления вещества предполагаются на глубинах 120—160 км [Тараканов, 1981]. Среда на этих глубинах характеризуется значительным снижением общей сейсмической активности⁷ и магнитуд сильных землетрясений, относительно небольшими скоростями продольных волн и аномально высоким поглощением поперечных волн, понижением добротности и вязкости, повышением электропроводности. Построение трехмерной модели для Курило-Камчатской дуги показывает расположение выше фокальной зоны клина низкоскоростной и низкодобротной мантии, прослеживаю-

⁷ До проведения достаточно детальных работ эта часть фокальной зоны считалась асейсмичной.

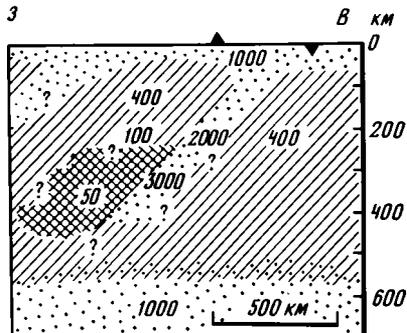


Рис. 54. Модель глубинного строения Японской системы континентальной окраины по сейсмологическим данным [Sacks, Okada, 1974]

Цифры на профиле и густота штриховки отвечают добротности среды; черными треугольниками показано расположение вулканической зоны и глубоководного желоба

щегося до глубин около 250 км [Болдырев, Кац, 1982]. Подобные данные опубликованы и для Японской дуги [Мория, 1978; Sacks, Okada, 1974] (рис. 54). Здесь на промежуточных глубинах в мантии добротность уменьшается в 5—8 раз по сравнению с добротностью в островодужной литосфере. Эти особенности среды могут отражать или ее частичное плавление, или напряженное состояние растяжения и большую проницаемость для магматических расплавов. Для однозначной интерпретации данных еще далеко недостаточно. Экспериментальные исследования свидетельствуют о том, что уже различный характер распределения первичного расплава в межзерновом пространстве породы по-разному влияет на скоростные параметры среды [Фарберов, 1974]. Отделение этого расплава и подъем к поверхности происходят только при значительном количестве расплавной фазы, поэтому даже обнаружение области частичного плавления не характеризует ее как обязательный источник магмы. Вместе с тем все наблюдения по островным дугам свидетельствуют о глубинах магмогенерации, близких к положению фокальной зоны под вулканами. Именно с таких глубин прослеживаются и вертикальные аномальные тела — предполагаемые "магмоводы" камчатских вулканов.

В целом данные по глубинной структуре Курило-Камчатского региона находятся в соответствии с представлениями тектоники плит, хотя и требуют некоторой модификации в интерпретации поля напряжений. Приведенное описание показывает длительную тектоническую и вулканическую активность в этом регионе. Источником энергии для сейсмических явлений и дислокаций, пластических нарушений и вулканизма служил, несомненно, процесс взаимодействия континентальной и океанической плит. Значительное выделение тепловой энергии в вулканической зоне и в тылу островных дуг фиксируется повышением здесь теплового потока. В глубоководных желобах, наоборот, известны предельно низкие значения измеренного теплового потока. После введения поправок величины фонового теплового потока для Курило-Камчатского желоба и северо-запада Тихого океана оказываются идентичными, отвечающими их принадлежности единой холодной плите литосферы [Смирнов, Сугробов, 1980].

Активности современных процессов на конвергентных границах Тихого океана отвечает изостатическая неуравновешенность структур дуги-желоба. Так, в Курило-Камчатских структурах амплитуды гравитационных аномалий в свободном воздухе достигают ± 200 мГал [Kogan, 1975]. Такие изостатически нескомпенсированные структуры могли существовать длительное время (до 30 млн лет) только при условии непрерывного перераспределения напряжений на глубине. Как механизм такого перераспределения предполагается постоянное поддвигание края океанической плиты и разрушение клинообразного края континентальной плиты (см.: [Ушаков, Галушкин, 1979] и др.).

ЗОНЫ ДЕСТРУКЦИИ В ПРЕДЕЛАХ ОКРАИННЫХ МОРЕЙ

Участки окраинных морей, расположенные в тылу островодужных структур, обладают значительным тектоническим расчленением. Их наиболее характерным элементом являются глубоководные котловины с маломощной субокеанической корой. Расположение котловин известно как непосредственно в задуговой зоне, так и в некотором удалении от островной дуги. Однако во всех регионах устанавливается единство в образовании островных дуг—желобов и котловин окраинных морей [Тектоника континентальных..., 1980; и др.]. Островодужные зоны Курил и Японии сочетаются с глубоководными котловинами Охотского и Японского морей, далее к северо-западу — с рядом небольших грабенообразных впадин в пределах Сахалина и материка.

СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ОКРАИННЫХ МОРЕЙ

Площадь Охотского и Японского морей к настоящему времени сравнительно детально изучена геологическими и геофизическими методами. В пределах Японского моря проведено глубоководное бурение. Хорошая изученность, возможность сопоставления геологических, геоморфологических и геофизических данных, четкие секущие соотношения глубоководных структур с континентальными областями обрамления позволяют рассматривать Японское море как тектонотип для зон деструкции на континентальной окраине Азии. Представления об унаследованном развитии Японского моря как реликта океана [Васильковский, 1973] сейчас не получают подтверждения. Большинство исследователей подчеркивают наложенность глубоководных котловин на мезозойский структурный план. Основные разногласия касаются механизма формирования структур Японского моря на древней континентальной коре в результате ее "океанизации" [Белоусов, 1968; Ковылин, Строев, 1976; Шевалдин, 1978], "эрозии" участков "гранитного" слоя [Minato, 1973; Minato et al., 1985] или же их раздвига и раскрытия котловин с субокеанической корой [Кропоткин, Шахварстова, 1965; Берсенев, 1972; Мураучи, 1972; Кариг, 1974; Меланхолина, Ковылин, 1976; Kobayashi, 1941; Hilde, Wageman, 1973; Uyeda, Miyashiro, 1974; Кропоткин, 1978; Tamaki, 1985; Miyashiro, 1986; и др.]. Накопление геолого-геофизических данных все более подтверждает мобилистскую точку зрения.

Изучение Японского моря осуществляется главным образом советскими и японскими специалистами. Наиболее детально площадь моря охарактеризована сейсмопрофилированием МОВ разных модификаций. Работы проводились А.Ф. Берсеневым, В.М. Ковылиным [1979], Б.Я. Карпом [Карп и др., 1974; Основные..., 1978], Р.Б. Шаяхметовым, В.Л. Безверхним [1981 и др.], В.П. Филатьевым [1977 и др.], С.С. Снеговским, М.Х. Лившицем, В.А. Сиплатовым, Н.С. Балабко, Г.Ф. Балабко, С. Мураучи [1972], Х. Хотта [1972; Hotta, 1967], К. Тамаки [Geological investigation..., 1978, 1979] и рядом других исследователей [Журавлев, 1975; Hilde, Wageman, 1973; Schlüter, Chun, 1974; Ludwig et al., 1975; Initial..., 1975, vol. 31; Structural..., 1979].

Результаты сейсмопрофилирования существенно дополнили батиметрические данные [General..., 1982]. На основе профилей НСП рядом авторов были составлены карты мощностей осадков, рассмотрено распространение акустически прозрачной и слоистой толщ осадочного чехла [Шаяхметов, 1972; Журавлев, 1975; Основные черты..., 1978; Ишивада и др., 1984; Антипов, 1986; Hilde, Wageman, 1973; Ludwig et al., 1975]. Проведение работ МОВ ОГТ по густой сети галсов в Татарском проливе позволило дать характеристику осадочных образований на глубину до 8,5 км (материалы Г.Ф. Балабко и др.).

Достаточно детальные исследования ГСЗ ставились только на нескольких профилях в северной части Японского моря и Татарском проливе [Глубинное..., 1971]. На остальной площади данные получены большей частью на очень коротких профилях, по одиночным годографам, с разрешающей способностью метода 1—2 км (более 20 профилей) [Ковылин, 1979; Карп, 1979; Murauchi et al., 1968; Murauchi, 1972]. Вместе с тем профили относятся к узловым участкам и удачно характеризуют структурные элементы разного типа. Поэтому данные ГСЗ с дополнением результатов сейсмических исследований с радиобуями [Ludwig et al., 1975] использованы в нашей работе как опорные. Правомерность такого подхода подтверждается при анализе данных других геолого-геофизических методов [Строев, 1972, 1977; Гравиметрическая..., 1977; Томода и др., 1972; Красный, 1975; Шевалдин, 1974; 1978; Gravity..., 1975—1978; Isezaki, Uyeda, 1978; Ясуи и др., 1972; Смирнов, Сугробов, 1980]. Карты гравитационного, магнитного и теплового полей существенно дополняют характеристику япономорских структур и их ограничений.

Осадки Японского моря изучены на многочисленных полигонах по данным ударных трубок, а в центральной части моря — по четырем скважинам глубоководного бурения [Берсенева и др., 1983; Initial..., 1975, vol. 31; Structural..., 1979; и др.]. Значительный интерес представляют результаты драгирования на континентальном склоне Японского моря и в пределах поднятий [Васильев и др., 1975; Леликов, Васильев, 1974; Леликов, Терехов, 1979; Леликов и др., 1979; Берсенева и др., 1974, 1983; Геологические..., 1977; Основные..., 1978; Geological..., 1979]. Здесь, в условиях более низких широт, роль ледового разноса существенно уменьшается по сравнению с Охотским морем. Поэтому основная часть драгированного каменного материала представляет, по-видимому, коренные породы, слагающие фундамент поднятий. Детальность геолого-геофизических материалов, проведение полигонных исследований в узловых участках структур позволили И.И. Берсенева и Е.П. Леликову [1979] составить геологическую карту Японского моря масштаба 1:2500000. Японские исследователи приступили к составлению серии морских геологических карт масштаба 1:1000000 [Geological map..., 1979; и др.].

Важнейшей особенностью Японского моря является резко наложенный характер глубоководных структур по отношению к различным зонам континентальной коры в его обрамлении (рис. 55) [Kobayashi, 1941, и более поздние работы]. На западе непосредственно к глубоководным участкам моря подходят структуры с докембрийской континентальной корой, относящиеся к Северо-Китайской платформе. На большей части п-ова Корея установлено распространение гнейсов и кристаллических сланцев архея — нижнего протерозоя и крупных гранитных плутонов, часто с присутствием гранито-гнейсов и мигматитов [Геология Кореи, 1964; Kim, 1971; Geological..., 1973]. Время метаморфизма и гранитного магматизма, создавших континентальную кору, здесь 1700—2100 млн лет, иногда больше. Платформенный чехол в синеклизе Пхеннам начинается с рифейских отложений. На северо-востоке КНДР известны позднепротерозойские складчатые структуры и гранитные интрузивы с возрастом 780—660 млн лет [Геология Кореи, 1964; и др.]. Древние структуры континентальной коры могут быть прослежены с п-ова Корея на шельф Японского моря и в район прикорейских возвышенностей.

На побережье близ Чхонджина граница древних структур с областью позднепалеозойской континентальной коры выражена в виде разломной зоны, включающей пластины пород меланократового фундамента, часто превращенных в серпентиниты. Формирование континентальной коры в Туманган-Суйфунской зоне датируется временем 250—180 млн лет, отвечающим концу палеозоя—триасу (см. выше). Разрез коры получен по профилю Кировский—Зарубино в Южном Приморье [Аргентов и др., 1976]. Геологические данные по островам и шельфу залива Петра Великого свидетельствуют о широком распространении здесь верхнепалеозойских осадочных пород и гранитоидов [Кулинич и др., 1974; Берсенева и др., 1983; и др.]. Последние к югу выходы пермских отложений были изучены в преде-

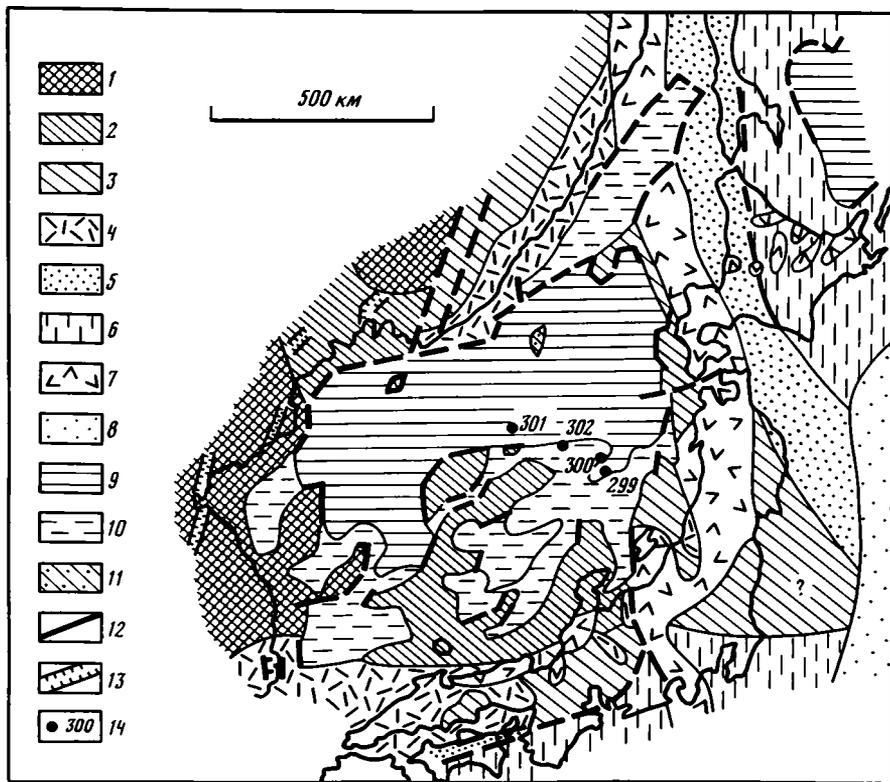


Рис. 55. Тектоническая схема Япономорского региона

1—3 — континентальная кора и ее фрагменты: 1 — докембрийского возраста, 2 — пермского возраста, 3 — мелового возраста; 4—6 — континентальная окраина мелового возраста: 4 — вулканический пояс (включая фрагменты палеодуги), 5 — палеожелоб, 6 — зона обдукции; 7—11 — континентальная окраина кайнозойского возраста: 7 — вулканическая островная дуга, 8 — глубоководный желоб, 9, 10 — деструктивные зоны (9 — преимущественно палеогеновые с субокеанической корой, 10 — неоген-четвертичные), 11 — субконтинентальная кора; 12 — разломы; 13 — грабенообразные структуры на континенте; 14 — скважины глубоководного бурения

лах континентального склона южнее Находки. При глубинном сейсмическом зондировании вверху континентального склона было обнаружено присутствие образований "гранитного" слоя с $v_p = 5,5—5,7$ км/с (профиль XIII) [Ковылин, 1979].

У южного побережья Японского моря, в зоне Хида—Оки на о. Хонсю, также известна область с позднепалеозойской континентальной корой [Geology..., 1977]. Она включает вулканогенно-осадочные толщи от девонских до пермских и метаморфический комплекс Хида, прорванные гранитоидами (розовые граниты Фунацу). Возраст гранитного магматизма и метаморфизма 250—170 млн лет, причем определения свинцовым методом по циркону дают обычно 250 млн лет¹ [Matsumoto et al., 1968; Radiometric..., 1977]. В наложенных впадинах, как и на материке, изучены отложения от триасовых до меловых, преимущественно континентальные. Единство раннемезозойских структур Японии и Приморья подтверждается и при детальном сравнении геологических данных [Мазарович, Рихтер, 1985]. Из зоны Хида—Оки комплекс образований позднепалеозойского "гранитного" слоя прослежен по данным сейсмоки и драгирования в смежную часть Японского моря [Василь-

¹ Древние значения абсолютного возраста гнейсов были получены на основе определений по окатанным обломочным зернам циркона (около 1490 млн лет) [Matsumoto et al., 1968].

ев и др., 1975; Геологические..., 1977; Murauchi et al., 1968; Hoshino, Nomma, 1967]. К северо-западу от п-ова Ното на профилях ГСЗ Р-6 и Р-7 кровле "гранитного" слоя отвечает граница со скоростями около 5,7 км/с.

В восточных районах обрамление Японского моря представлено структурами с позднемезозойской континентальной корой, известными на Сихотэ-Алине и о. Хонсю. Формирование континентальной коры в обеих областях было завершено в конце мела, время внедрения гранитоидов 125—55 млн лет. Разрез меловой коры южного Сихотэ-Алиня получен по профилю Спасск—Тадуши (см. рис. 26) [Аргентов и др., 1976]. Ограничения япономорских структур наложены на образования как позднемезозойского континента, так и континентальной окраины. Комплекс пород Восточно-Азиатского пояса повсеместно обнаруживается, при драгировании на шельфе Восточного Сихотэ-Алиня. На профилях ГСЗ ему отвечает слой с $v=4,0—4,8$ км/с. Кровля "гранитного" слоя с $v_r=5,6—6,2$ км/с фиксируется на северном отрезке профиля 25 близ Рудной Пристани, но не прослеживается в глубоководную часть моря [Глубинное..., 1971]. Разлом континентального склона косо обрезает зону вулканического пояса на юге и юго-востоке (см. рис. 55). Ее южное продолжение обнаруживается по другую сторону моря — в пределах о. Хонсю. Корейско-Японское звено вулканического пояса и терригенный прогиб Идзуми южнее, несомненно, представляя фрагмент позднемезозойской континентальной окраины, отчлененный от Сихотэ-Алиня при образовании Японского моря.

Изученные разрезы коры различных структурных зон обрамления моря характеризуются присутствием слоя эффузивов и осадков с сейсмическими скоростями 3,5—4,8 км/с (иногда больше) и повсеместным развитием образований "гранитного" слоя с $v_r=5,5—6,2$ км/с и мощностью до 15 км (рис. 56). Эти образования распространяются с суши в пределы шельфа, а также и глубже — до глубин 1—1,5 км. Контуры япономорских структур секут отмеченные зоны с континентальной корой и их границы.

Сходные комплексы пород верхних слоев коры обнаруживаются и в пределах поднятий во внутренней части Японского моря. Поднятия-останцы с фрагментами "гранитного" слоя и глубоководные котловины с субокеанической корой представляют собой основные тектонические элементы Японского моря (см. рис. 55). Структура коры различается в них до глубины порядка 8 км, глубже значения средних скоростей в коре практически совпадают [Карп, 1979]. Поднятия Ямато (400×170 км), Восточно-Корейское (200×80 км) и более мелкие: Криштофовича, Оки, Кита-Оки (или Пржевальского), а также Витязя в северной части моря — представляют собой плосковершинные возвышенности с отметками глубин от 250 до 900—1000 м, имеющие обычно угловатые очертания. Они приподняты в рельефе дна на 2—2,5 км, характеризуются прерывистым распространением и сокращенной мощностью осадков по сравнению с котловинами (меньше 1 км) и относительно толстой корой. По своему строению и мощности земная кора поднятий может рассматриваться как субконтинентальная.

Скоростная структура коры была изучена на нескольких профилях в пределах поднятия Ямато (см. рис. 56; профили ГСЗ XVI, VIII, XII, Р-2) [Ковылин, 1979; Murauchi et al., 1968]. Повсеместно в северном и южном блоках поднятия ниже осадков ($\bar{v}=2,0$ км/с) обнаружен слой с граничными скоростями 5,3—5,6 км/с и мощностью около 6 км. На самом южном профиле отмечены преломляющие границы с $v_r=4,9$ и 6,2 км/с. Кровле "базальтового" слоя отвечают граничные скорости 6,5—6,8 км/с. Мощность его по неуверенным данным 15 км, а общая мощность коры около 20—25 км. Аномалии Буге как на поднятии Ямато, так и на других составляют +80 ÷ +120 мГал. Это позволяет предполагать близкие мощности коры на поднятиях, равные не менее 20 км. В кровле консолидированной части коры на поднятиях Кита-Оки и Криштофовича фиксируются граничные скорости 5,5—6,2 км/с, известные для пород "гранитного" слоя (профили X, XV) [Ковылин, 1979]. На всех поднятиях

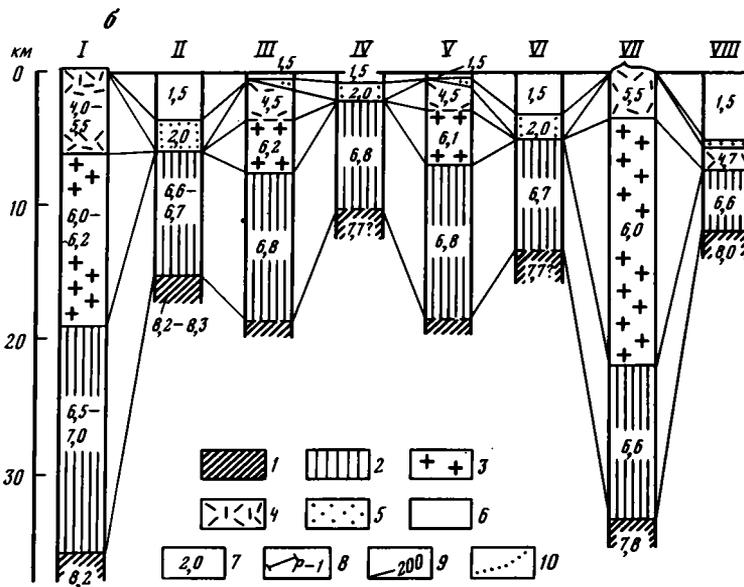
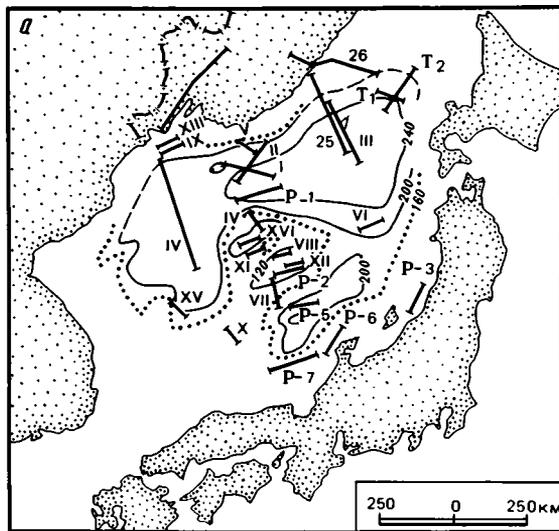
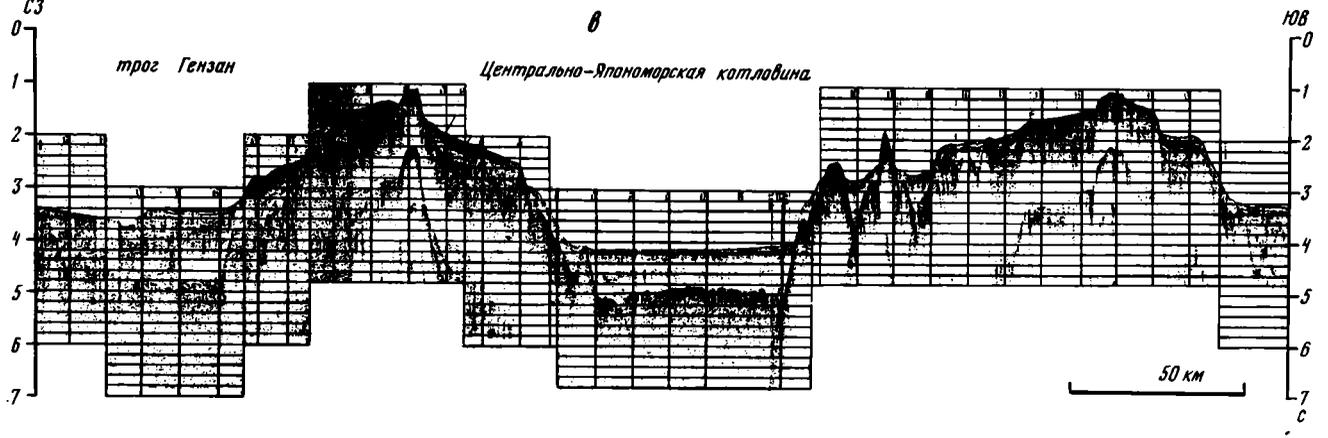
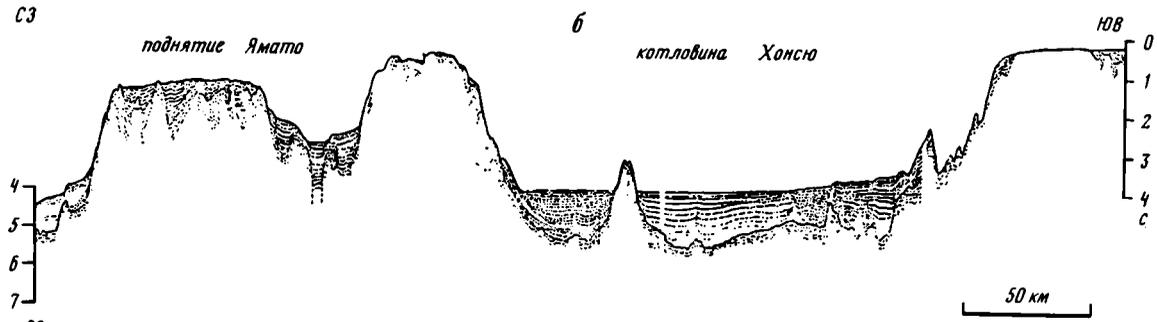
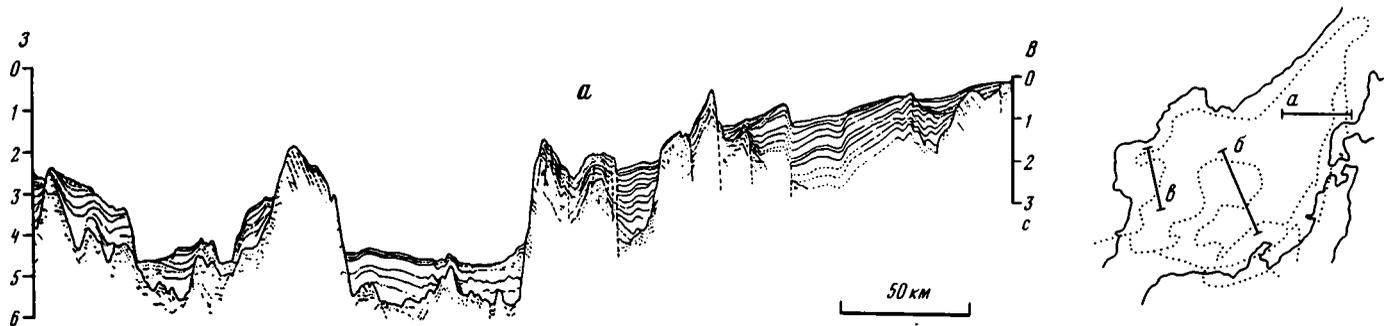


Рис. 56. Схемы распространения субокеанической коры (а) и строения коровых разрезов (б) в Японском море по данным ГСЗ и гравиметрии [Ковылин, Строев, 1973; Гравиметрическая.... 1977]

1 — породы мантии; 2 — "базальтовый" слой; 3 — "гранитно-метаморфический" слой; 4 — осадочно-вулканогенные образования; 5 — осадочный слой; 6 — вода; 7 — скорости продольных волн, км/с; 8 — расположение профилей ГСЗ и их номера; 9 — значения аномалий Буге, мГал; 10 — граница распространения субокеанической коры. Римскими цифрами над колонками обозначены: I — континентальная кора Приморья, II — Центральнаяономорская котловина (типовой разрез деструктивной зоны с субокеанической корой), III-V — поднятие Ямато (III — северный блок, IV — грабен Кита-Ямато, V — южный блок), VI — котловина Хонсю, VII — континентальная кора о. Хонсю, VIII — восточный борт Японского глубоководного желоба



установлено соответствие этих пород акустическому фундаменту по НСП, образующему многочисленные выходы на поверхность дна (рис. 57).

Драгировки пород фундамента дали обильный каменный материал. Этот материал с различной степенью достоверности характеризует состав верхней части субконтинентальной коры. Так, при работах на поднятии Витязя были подняты известково-щелочные вулканы, гранитоиды, метаморфизованные терригенные и глинистые породы [Берснев и др., 1983] (данные Ю. Б. Евланова). Набор пород соответствует известному в смежной области позднемезозойской коры в пределах Сихотэ-Алиня. Правда, следует помнить о существенной роли ледового разноса в этой части Японского моря. Существование зимнего ледового припая известно вдоль всего побережья Приморья, а распространение плавающих льдов прослеживается до центральных районов моря [Пушин, 1979; Ишивада и др., 1984]. Поэтому даже на поднятии Ямато могут присутствовать в некотором количестве породы ледового разноса. Однако основная часть драгированного здесь материала характеризует состав коры самого поднятия.

Многочисленные драгировки обоих блоков поднятия Ямато [Васильев и др., 1975; Берснев и др., 1983] включают вулканические и осадочные породы, сходные с меловыми, кайнозойскими и отчасти, вероятно, верхнепалеозойскими образованиями как Сихотэ-Алиня, так и Японии. В большом количестве здесь получены граниты, серые и розовые, напоминающие соответственно меловые и пермо-триасовые граниты, известные по обе стороны Японского моря. Совместное нахождение гранитов и контактово-метаморфизованных образований, а также осадочных пород, содержащих их обломки, позволяет предполагать коренной характер пород. Абсолютные датировки гранитоидов подтверждают наличие среди них двух возрастных комплексов, сравнимых с упоминавшимися мел-палеоценовым и пермо-триасовым комплексами обрамления моря. Последние представлены гранодиоритами, биотит-роговообманковыми, биотитовыми и лейкократовыми гранитами и пользуются на поднятии преимущественным распространением. Японские исследователи опубликовали определения абсолютного возраста гранитов — 197, 220 и 227 млн лет [Йено и др., 1976]. И. И. Берснев с соавторами [1983] привели 10 определений с разбросом значений от 152 до 332 млн лет. Сходство возрастных датировок гранитоидов поднятия Ямато, Южного Приморья и зоны Хида-Оки, близость их химических составов позволяют предполагать геологическую общность трех регионов. На этом основании на поднятии Ямато и в Японии выявляется существование фрагментов позднепалеозойского "гранитного" слоя, отчлененного от материка [Меланхолина, Ковылин, 1976]. Близкими к ним геологически оказываются и поднятия Кита-Оки и Оки в южной части моря [Леликов и др., 1979]. Во всех районах, помимо верхнепалеозойских, встречены также меловые гранитоиды и кайнозойские эффузивные породы.

В драгировках с поднятий Восточно-Корейского и Криштофовича в западной части моря тоже представлены преимущественно коренные породы дна [Леликов, Терехов, 1979; Берснев и др., 1983]. Среди них присутствуют породы терригенно-глинистой толщи, сопоставимой с палеозойско-нижнемезозойской платформенной серией Пхенган п-ова Корея. Отмечены позднемезозойские гранитоиды. Весьма многочисленны глыбы и обломки различных плагиогнейсов, биотитовых и лейкократовых гранитов, гранито-гнейсов и мигматитов. Их абсолютный возраст, определенный Rb—Sr-методом, отвечает архею—раннему протерозою (5 определений от 1983 до 2729 млн лет) [Берснев и др., 1983]. Данные по составу и возрасту гнейсов и гранитоидов позволяют сопоставлять их с образованиями кристаллического фундамента Северо-Китайской платформы, т.е. на под-

←
Рис. 57. Разрезы НСП в пределах Японского моря по данным К. Тамаки и др. [Structural..., 1979]

нятиях прикорейской зоны устанавливается наличие фрагментов раннепротерозойского "гранитного" слоя.

В целом по результатам драгирования япономорских поднятий достаточно определенно выявляется геологическая природа сейсмического "гранитного" слоя ($v_r = 5,5—6,2$ км/с). Он образован такими же породами, как и на материке и в Японии. Поднятия представляют собой фрагменты "гранитного" слоя разного возраста: докембрийского, позднепалеозойского и мелового. Распространением слабомагнитных пород в верхах коры определяется спокойный характер магнитного поля поднятий с пониженным значением аномалий часто отрицательного знака [Шевалдин, 1978]. Величины гравитационных аномалий близки к известным на периферии Японского моря. Значения теплового потока на поднятиях Ямато и прикорейских оказываются невысокими (менее 84 мВт/м²) [Ясуи и др., 1972]. По всем геофизическим характеристикам можно предполагать отсутствие современной тектонической активности на поднятиях.

Вместе с тем свидетельством многократных нарушений и раздробления "гранитного" слоя поднятий являются катаклаз и милонитизация драгированных пород, проявление кайнозойского вулканизма (часто в виде щелочных базальтоидов) и грабенообразование. Некоторые молодые грабены, видимые на профилях НСП на банках Ямато, Кита-Оки и др., еще не полностью заполнены осадками. Наиболее крупным является грабен Кита-Ямато северо-восточного простирания (130×40 км, глубина дна до $2,2$ км). Грабен нарушает кору поднятия Ямато и выражен в различных геофизических полях. По данным ГСЗ, здесь выявлено отсутствие "гранитного" слоя (см. рис. 59, профиль XI) [Ковылин, 1979]. Скорости на опорной сейсмической границе под осадками $6,7$ км/с, характер годографов свидетельствует о неровности границы и сложном строении коры.

Осадки на поднятиях обычно отвечают, по-видимому, верхней части осадочного разреза котловин. На профилях НСП видны как слоистые, так и акустически прозрачные осадки. Весь разрез от верхнего миоцена до плейстоцена, пройденный скв. 302 на северо-востоке поднятия Ямато, представлен кремнисто-глинистыми осадками. Скорость осадконакопления в конце миоцена—начале плиоцена 80 м/млн лет, а в конце плиоцена—плейстоцене — от 22 до 28 м/млн лет.

Глубоководные котловины занимают большую часть площади Японского моря (см. рис. 55). Определяющая роль в структуре принадлежит, несомненно, Центральнойяпономорской, или Японской, котловине — крупной (800×250 км) субширотной впадине с ответвлениями северо-восточного простирания на флангах. Цусимская котловина (200×150 км) представляет собой юго-западное продолжение Центральнойяпономорской. Непосредственно в тылу Японской островной дуги расположена котловина Хонсю, или Ямато, несколько вытянутая на северо-восток ($450 \times 120—180$ км). Глубоководные котловины в основной своей части характеризуются выровненным дном с глубинами $2,5—3,5$ км, т.е. на $2—3$ км меньше, чем в смежных районах Тихого океана. Это различие связано главным образом с повышенной до $2,3$ км мощностью осадков, накопившихся в Японском море вблизи крупных источников сноса.

В разрезе субокеанической коры Центральнойяпономорской котловины ниже осадков с $\bar{v} = 2,0$ км/с следуют высокоскоростные образования с $v_r = 6,4—6,6$ км/с (см. рис. 56, профили ГСЗ III, IV, IX, 25) [Ковылин, 1979; Глубинное..., 1971]. По скоростным характеристикам они сравнимы с "базальтовым" слоем континентальной коры Приморья и с III слоем смежных океанических регионов. Скорости на границе М обычно нормальные — $7,9—8,3$ км/с. Средняя скорость в коре около $5,6$ км/с. От абиссальных структур Тихого океана разрезы Центральнойяпономорской котловины отличаются большей мощностью как осадков, так и кристаллической части коры — $8—11$ км. Аналоги II слоя океанической коры, или "надбазальтовый" слой, с $v_r = 3,5—4,5$ км/с, иногда больше, и мощностью $1,5—2$ км были обнаружены под осадками вблизи поднятия Ямато (профили ГСЗ Р-1 и данные радио-

бுவ) [Murauchi et al., 1968; Ludwig et al., 1975]. На остальной площади котловины непосредственно под осадками залегают, по-видимому, аналоги III океанического слоя. Правда, в ряде случаев маломощные низкоскоростные образования могли быть пропущены при работах ГСЗ в силу недостаточной разрешающей способности метода. На небольшом поднятии подводного хребта Богорова такие образования ($v_r=4,0$ и $5,0-5,7-6,3$ км/с) определенно выделяются под осадками; мощность коры, судя по неуверенным данным, возрастает до 14,4 км (профиль 25) [Глубинное..., 1971]. Новообразование коры на поднятии Богорова и отдельных вулканах в Центральной котловине связано, по-видимому, с проявлениями неоген-четвертичного магматизма: с ростом вулканических построек (высотой до 2 км) и довольно глубокого "корня".

В котловине Хонсю получен скоростной разрез коры, сходный с изученным в Центральнояпонской котловине (профиль ГСЗ VII) [Ковылин, 1979]. В южной части котловины под осадками обнаружены местами и низкоскоростные образования с $v_r=3,4-4,5$, иногда $5,5-5,8$ км/с (профиль ГСЗ P-5 и данные радиобув) [Murauchi et al., 1968; Ludwig et al., 1975]. В целом котловина отличается от Центральнояпонской несколько меньшей глубиной дна, меньшей мощностью осадков (до 1,8 км), менее глубоким положением кровли кристаллической части коры и повышением ее мощности до 14 км, происходящим за счет как II, так и III слоя.

Наиболее представительными из имеющихся сейсмических материалов являются профили в Центральнояпонской котловине. Их анализ показывает, что ни на одном из глубоководных участков не обнаруживается присутствие "гранитного" слоя или его погруженных реликтов. Для "базальтового", или III, слоя, слагающего основную часть корового разреза котловин, значения скоростей сравнимы с известными в Тихом океане (см. выше). Низкоскоростной слой, представленный местами в верхах коры, сопоставляется В. Людвигом со II океаническим слоем. Действительно, его мощность в котловинах и средние значения скоростей в верхнем и нижнем горизонтах близки к тихоокеанским. Правда, в ряде разрезов принадлежность образований со скоростью около 5,8 км/с нижней части II океанического слоя, или же "гранитному" слою, представляется спорной и требует дополнительной проверки. Местами в краевой части котловин возможно присутствие маломощного "гранитного" слоя и возрастание общей мощности коры. В основной части котловин мощность коры оказывается в 3 раза меньше, чем на континенте.

Маломощный субокеанический коре котловин Центральнояпонской и Хонсю и существованию "антикорня" отвечают интенсивные положительные аномалии Буге. Величины аномалий достигают соответственно $+260 \div +280$ и $+220$ мГал, в то время как на континенте они составляют $0 \div +20$ мГал [Гравиметрическая..., 1977]. Изоаномалы со значением $+160 \div +180$ мГал близко следуют контурам рельефа дна, располагаясь у подножья континентальных склонов. Это позволяет со значительной долей вероятности оконтурить зоны распространения субокеанической коры в Японском море (см. рис. 56). Опорными при этом являются упомянутые профили ГСЗ. Гравитационное поле в редукции в свободном воздухе характеризуется в котловинах небольшими знакопеременными аномалиями. Изостатические аномалии здесь тоже невелики, обычно положительного знака. Локальные аномалии $+40$ и $+60$ мГал установлены в краевых частях котловин и на их флангах [Гравиметрическая..., 1977]. Сравнение япономорских котловин с абиссальными участками северо-запада Тихого океана показывает определенное сходство в характере гравитационных полей при различии абсолютных значений аномалий. Более низкие (почти в 2 раза) значения аномалий Буге в Японском море отвечают его меньшей глубине и сравнительно большой мощности субокеанической коры, возможно также и более низкоплотностной мантии.

В магнитном поле котловин Центральнояпонской и Хонсю также отмечается существенно меньшая контрастность аномалий по сравнению с Тихим океаном;

их крайние значения ± 300 нТ, изредка до $+400 \div +500$ нТ [Шевалдин, 1978]. Определение верхних кромок аномалиеобразующих тел показывает обычно их расположение в низах коры. Наиболее выражены в котловинах аномалии северо-восточного простирания, но наряду с ними присутствуют также линейные аномалии северо-западного и субширотного простираний, как это показано Ю.В. Шевалдиным. Возможно, аномалии отвечают телам, различным по геологической природе и возрасту. При этом, однако, в пределах котловин не наблюдается продолжения большей части магнитных аномалий, прослеженных в их обрамлении и связанных с верхами континентальной коры. Так, на шельфе Юго-Восточного Сихотэ-Алиня В.Л. Безверхний с соавторами установили сохранение особенностей гравитационного и магнитного полей, известных на суше в пределах вулканического пояса, с характерным простиранием и формой аномалий, перепадами их интенсивности и горизонтальными градиентами [Геологические..., 1977]. Однако эти поля не прослеживаются в глубоководную часть моря, обрываясь аномалией континентального склона. Только некоторые магнитные аномалии, связанные с "базальтовым" слоем, по-видимому, простираются из Приморья в пределы Центральной котловины. Такова, вероятно, аномальная зона, отвечающая на суше Прибрежному разлому.

Общая картина аномального магнитного поля котловин представляется достаточно сложной и не может интерпретироваться как единая система полосовых аномалий, аналогичных океаническим. Даже в участках достаточно однообразного чередования аномалий северо-восточного простирания не удалось выделить осевую аномалию и найти признаки симметрии, характерные для спрединг-зон [Паккэм, Фалви, 1974; Шевалдин, 1978]. Большей частью наблюдается многократное пересечение разнонаправленных аномалий. В ряде случаев картина осложнена наличием аномалий сложных извилистых очертаний. Четкая структурная приуроченность магнитных аномалий наблюдается только в ограничении котловин.

Приведенные геофизические данные характеризуют наличие в котловинах двух структурных комплексов: осадков мощностью до 2,3 км и подстилающего кристаллического фундамента, сравнимого по физическим свойствам с комплексом океанической коры на северо-западе Тихого океана. Породы фундамента субокеанической коры в Японском море пока недоступны для непосредственного изучения. Скоростные характеристики позволяют сравнить их с породами корового разреза, изученными в Филиппинском море и Тихом океане (см. главу вторую). Вместе с тем трактовка состава низкоскоростных образований в верхах коры остается неоднозначной. Для обрамления Японского моря было показано, что скорости, близкие к 5,8 км/с, характеризуют в ряде участков породы "гранитного" слоя. По измерениям на образцах известно, что такие скорости могут отвечать и зеленому сланцам, и серпентинитам, и типично континентальным породам: кварцитам, гнейсам и гранитоидам [Ludwig et al., 1975]. Представляется, что в разных участках моря состав горизонта со скоростями, близкими к 5,8 км/с, может быть не одинаков. Для горизонта со скоростями около 3,5 км/с предполагается присутствие среди базальтов того или иного количества осадочных прослоев [Ludwig et al., 1975]. Состав базальтов остается неизвестным.

Данные непрерывного сейсмопрофилирования в Японском море свидетельствуют о наличии в акустическом фундаменте как древних образований, подстилающих осадочный слой, так и более молодых пород, фациально замещающих неогеновые осадки. Опробование выступов неогеновых пород фундамента дало богатый каменный материал. С подводных гор и вулканических хребтов Богорова, Тарасова, Галагана, возвышающихся на 1,5—2 км над дном Центральной котловины, были получены преимущественно базальтоиды с повышенным содержанием щелочей [Сахно, Васильев, 1974; Съедин, Леликов, 1979; Коновалов, 1981]. Наиболее представительны драгировки в южной части моря, вне ареала ледового разноса. Здесь с вулканов Уллындо и Чукто в ограничении котловины получены несом-

ненно щелочные породы — оливин-пироксеновые базальты с повышенным содержанием как щелочей (до 6% и больше), так и TiO_2 (до 3,4%).

Состав япономорских осадков оказался весьма однообразным как в скв. 299, 301, 302, так и в более мощных разрезах, изученных на западе о. Хонсю (рис. 58) [Initial..., 1975, vol. 31; Guidebook..., 1976]. Скважинами пройдены разрезы котловин и поднятия Ямато на глубину до 532 м, составляющую в котловинах не более половины мощности осадков. Возраст изученных осадочных толщ от верхнего миоцена до плейстоцена. Нижняя толща (скв. 301, 302) представлена диатомитами, диатомовыми глинами и аргиллитами, с редкими пепловыми и терригенными прослоями. В основании изученного разреза на поднятии Ямато (скв. 302) пробурен 2-метровый слой "зеленых туфов". Как отмечено выше, локальное присутствие таких пород возможно на разных стратиграфических уровнях. Верхняя толща (скв. 299, 301) сложена турбидитами, дистальными и проксимальными, с переслаиванием глинистых алевритов и алевритистых глин, с отдельными прослоями песков, вулканического пепла и карбоната. Терригенный материал осадков слюдисто-кварц-полевошпатовый. В Центральнояпономорской котловине (скв. 301) предполагается поступление существенной массы материала с материка, особенно в плиоцене. В котловине Хонсю (скв. 299) плиоцен-четвертичная толща турбидитов связана в своем происхождении с конусом выноса подводного канала Тояма, транспортирующего обломочный материал с японской суши. По возрасту и составу верхняя толща полностью соответствует отложениям ярусов Китаура, Вахимото и Сибикава п-ова Ога на Хонсю. Более тонкий характер осадков и меньшая (почти в 3 раза) мощность отвечают седиментации в удалении от побережья. Смена глинисто-диатомовых образований (ярусы Оннагава и Фунакава на о. Хонсю, средний—верхний миоцен) накоплением турбидитов определялась выносом обильного обломочного материала. В разных скважинах эта смена фиксируется на разных стратиграфических уровнях², а на окраине поднятия Ямато (скв. 302), изолированного от поступления обломочного материала, кремненакопление продолжается и донныне.

Скорость относительно незагрязненного диатомового кремненакопления в Центральнояпономорской котловине (скв. 301) около 100 м/млн лет. Пики продуктивности диатомовых в позднем миоцене и в середине плейстоцена соответствуют времени интенсивных похолоданий. Скорость турбидитного осадконакопления в скв. 301 варьирует от 85 м/млн лет в доледниковое время до 140 м/млн лет в ледниковую эпоху, а в скв. 299 — от 74 до 115—125 м/млн лет [Initial..., 1975, vol. 31].

Сопоставление буровых и сейсмических данных по Японскому морю показывает их хорошее соответствие. Установленному двучленному строению осадочного разреза отвечает на профилях НСП выделение двух толщ: нижней акустически прозрачной и верхней слоистой, отмеченное уже давно [Шахметов, 1972; Хотта, 1972; и др.]. Положение границы толщ в скв. 299, 301 и на профилях совпадает. Это позволяет судить о мощности и распространении толщ в акватории Японского моря. Толща турбидитов в пределах котловин прослеживается повсеместно, нередко распространяясь верхними своими горизонтами и на поднятия. Мощность толщи в котловинах обычно от нескольких сотен метров до 1 км. В мелких впадинах приапонской части моря — Могами, Окусири и других — мощность заметно возрастает. Толща диатомитов мощностью 0,5—1,5 км распространена локально. На профилях видно заполнение акустически прозрачными осадками ряда грабенообразных впадин в днище котловин с выравниванием тектонического рельефа (см. рис. 57). Значительные участки котловин Хонсю, Цусимской и северо-востока Центральной лишены акустически прозрачных осадков. Наибольшим распространением эти осадки пользуются в основной части Центральной котловины, особенно в зоне прогиба, прилежащего на юге и юго-востоке к конти-

² Из пограничного интервала между двумя толщами в скв. 299, 301 обнаружено поступление этана. С тем же уровнем разреза связаны и нефтяные месторождения о. Хонсю.

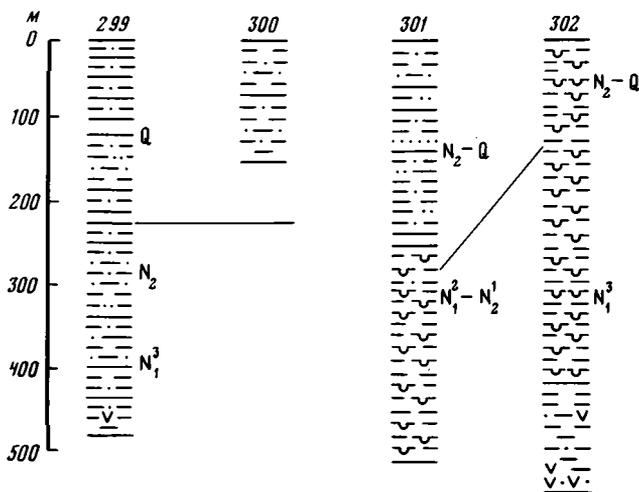


Рис. 58. Строение осадочных разрезов Японского моря по данным глубоководного бурения [Initial..., 1975, vol. 31]

Условные обозначения см. на рис. 5

нентальному склону Приморья, как это было показано А. В. Журавлевым [1975], Севернее 44-й параллели мощность акустически прозрачной части разреза (миоцен?)³ достигает 1,5 км. На юге залива Петра Великого в прогибе субширотного простираения на краю шельфа и континентальном склоне для миоценовых (?) слоев предполагаются близкие мощности осадков [Кулинич и др., 1974]. Еще большие мощности фиксируются в отдельных грабенообразных впадинах вблизи о. Хонсю.

На сейсмических профилях видны постепенные переходы от акустически прозрачных осадков (с отдельными отражающими площадками) вверх к нормально-слоистым и их субгоризонтальное залегание. Недислоцированные осадки прослеживаются почти на всей площади котловин. Но в ряде районов восточной части моря в осадочном слое фиксируются дислокации [Журавлев, 1975; Ишивада и др., 1984]. Здесь отмечены складки субмеридионального простираения с наклоном крыльев до 30—35°, для некоторых из них установлено конседиментационное формирование. Нередко складки продолжают свое развитие и выражены в рельефе дна. В береговых разрезах на севере о. Хонсю эпизодам поднятия и деформаций отвечают угловые несогласия в плейстоценовых отложениях, в частности в подошве толщи яруса Сибикава [Initial..., 1975, vol. 31]. Начало складчатых движений и надвигообразования Я. Ишивада с соавторами относят к позднему плиоцену.

Позднекайнозойской тектонической активности и разломообразованию в пределах Японского моря отвечает сильноповышенный тепловой поток. Его значения в котловинах более 100 мВт/м² [Ясуи и др., 1972; Шевалдин, 1974; Смирнов, Сугробов, 1980].

В ограничении глубоководных котловин Японского моря на большом протяжении прослеживаются разломы континентального склона, которым отвечают крутые (до 20—30°) уступы в рельефе дна, с перепадом глубин от 130 м до 2,5—3 км, с

³В. Л. Безверхний [1983] рассматривает прогиб как меловой, заложившийся одновременно с Западно-Сахалинским. Однако прослеживание сейсмотолщ прогиба к востоку и сопоставление разреза с сахалинским, проведенное А. В. Журавлевым и Л. С. Маргулисом, а также сравнительные данные по основной части Японского моря свидетельствуют о миоценовом возрасте нижней акустически прозрачной толщи.

выходами акустического фундамента на поверхность дна. Такие разломы наиболее развиты вдоль границ Центральнопонорской котловины, особенно по ее северному краю у побережья Приморья и Кореи, а также на юге у поднятия Ямато (см. рис. 55, 57). Разломы континентального склона отчетливо выражены во всех геофизических полях. По данным ГСЗ у залива Петра Великого устанавливается исчезновение "гранитного" слоя близ континентального подножья, на небольшом интервале между профилями XIII и IX. При этом происходит, по-видимому, сокращение мощности коры даже по сравнению с глубоководной котловиной и некоторое уменьшение скорости на границе М [Ковылин, 1979]. Этим изменениям отвечает значительный градиент гравитационного поля в редукции Буге — порядка 30—40 Этвеш [Кулинич и др., 1974; Гравиметрическая..., 1977]. Несколько меньший по величине градиент наблюдается и у южного ограничения глубоководной котловины. В магнитном поле континентальному склону отвечают линейные отрицательные аномалии интенсивностью до 300 нТ, отмеченные у берегов Приморья и Кореи, а континентальному подножью — положительные аномалии той же интенсивности [Шевалдин, 1978]. На профилях НСП в зоне подножья видно четкое приклонение слоев осадков к разломному уступу. Уступ континентального склона лишен мощных осадков и часто представляет коренное обнажение пород "гранитного" слоя.

Крутой уклон континентальных склонов, нарушение здесь различных геофизических полей, исчезновение у подножья склонов "гранитного" слоя и общее утонение коры с образованием структуры, напоминающей "шейку", секущее расположение склонов по отношению к континентальным структурам разного возраста вплоть до вулканического пояса мела—палеоцена свидетельствуют о резком выклинивании (отрыве) "гранитного" слоя в зоне разломов континентального склона [Меланхолина, Ковылин, 1976]. У берегов Южного Приморья и КНДР зона разломов континентального склона образует несколько резких перегибов. Разломная зона на юге Центральнопонорской котловины, по границе с поднятием Ямато, точно повторяет эти перегибы. Такое совпадение конфигурации разломных ограничений, обрыв ими древних континентальных областей, сходство образований позднепалеозойского "гранитного" слоя на материке и поднятии Ямато свидетельствуют о былом единстве этих структур.

На северо-западе котловины Хонсю также устанавливаются в ряде мест разломные ограничения, с обрывом "гранитного" слоя и сокращением мощности коры, с образованием значительной гравитационной ступени. На юго-востоке котловины наблюдаются иные соотношения с континентальными областями о. Хонсю — с постепенным утонением и исчезновением "гранитного" слоя. На профиле Р-5 в южной части котловины породы с сейсмическими скоростями 5,5 км/с сопоставимы, возможно, с образованиями о. Хонсю и его шельфа. Постепенному выклиниванию "гранитного" слоя и утонению коры отвечает плавное изменение гравитационного поля от периферии внутрь котловины.

Фланговые части Центральнопонорской котловины заходят далеко внутрь областей с континентальной корой. Они представляют собой трогги северо-восточного простирания с глубинами от 1 до 2,5 км, обнаруживающие значительное сходство с котловиной Хонсю. На юге Татарского пролива, в районе Тоям, в структурах прикорейской части моря, например в трогге Гензан, по имеющимся сейсмическим и гравиметрическим данным можно предполагать постепенное сокращение и исчезновение "гранитного" слоя коры. Надежные материалы ГСЗ получены только по Татарскому проливу (профиль 26, окончания профилей 27, 19-3) [Глубинное..., 1971]. Здесь на опорной сейсмической границе под осадками обнаруживаются значительные вариации скоростей: от 6,2 до 6,8 и даже 7,5 км/с. В целом ряде участков несомненно распространение пород со скоростями "базальтового" слоя непосредственно под осадками или на незначительной глубине под ними. Изменчивость скоростей на опорной границе может быть связана как со сменой типов пород, так

местами и с их напряженным состоянием и разуплотнением. Мощность коры уменьшается к юго-западу от 25 до 20 км и меньше. Сокращению мощности коры отвечает возрастание значений аномалий Буге: от +80 мГал у о. Монерон до +200 мГал у изобат 2—2,5 км [Гравиметрическая..., 1977]. Как на юге Татарского пролива, так и в других трогах на флангах Центральнояпономорской котловины значения аномалий Буге оказываются сравнимы с известными в котловине Хонсю. Это позволяет предполагать наличие сравнительно тонкой коры, приближающейся по мощности к субокеанической.

Протянувшиеся к северо-востоку трогообразные участки в котловине Хонсю, на флангах Центральнояпономорской котловины и в грабене Кита-Ямато обладают, по-видимому, чертами определенной структурной общности. Все они отличаются от Центральнояпономорской котловины несколько большей мощностью коры и, вероятно, локальным присутствием "гранитного" слоя. Осадочные образования этих трогов на большей части площади представлены только верхней слоистой толщей, как это видно, например, в грабене Кита-Ямато. Молодость осадочного выполнения, а также секущие соотношения с позднекайнозойскими структурами обрамления связаны, вероятно, с поздним заложением трогов.

Так, в южной части Татарского пролива троговый участок северо-восточного фланга Центральной котловины сечет субмеридиональные структуры неогеновой вулканической зоны и Западно-Сахалинского прогиба. По расположению изобат 1,5 и 1,0 км вблизи Южного Сахалина, а также изопахит осадочной толщи [Хведчук и др., 1981] (рис. 59) выявляется северо-восточное простираие трогов. Осадки верхнего миоцена (?)—голоцена достигают здесь мощности 4—6 км. В районе мыса Слепиковского, по данным МОВ ОГТ, прослежено несогласие в подошве позднекайнозойского сейсмокомплекса, образующего здесь крупную центриклиналь, раскрытую к юго-западу [Журавлев, 1976]. Молодость троговой структуры юга Татарского пролива подтверждается значительным повышением здесь теплового потока [Шевалдин, 1974]. В Татарском проливе, котловине Хонсю, в трогах прикореийской части моря значения теплового потока превышают 126 мВт/м^2 и в отдельных случаях достигают 210 мВт/м^2 [Шевалдин, 1974]. Даже на юго-востоке п-ова Корея замеренные значения составляют $92—105 \text{ мВт/м}^2$ [Chang, 1970]. Предположение Ю.Б. Шевалдина о связи аномалий теплового потока с зонами растяжений, вероятно, справедливо.

Отмеченные вариации скоростей в кровле консолидированной коры Татарского пролива отвечают, по-видимому, ее сложному преобразованию, продолжающемуся донныне. С современными коровыми нарушениями на флангах Центральной котловины связаны проявления заметной сейсмической активности. На юго-восточной оконечности п-ова Корея отмечены 9-балльные землетрясения [Рустанович и др., 1961]. Для Монеронского землетрясения 5.09.1971 г., произошедшего на борту трогов Татарского пролива, зарегистрирована магнитуда более 7 и взбросовый механизм очага с северо-восточным простираием возможной плоскости разрыва [Балакина, 1976]. Незавершенности процесса формирования трогов соответствуют и положительные изостатические аномалии, более значительные, чем в Центральной котловине (до $+40 \div +60 \text{ мГал}$) [Гравиметрическая..., 1977]. Особенности фланговых трогов Центральнояпономорской котловины, грабена Кита-Ямато и котловины Хонсю свидетельствуют о сравнительно позднем заложении этих структур и их современной активности. Здесь можно предполагать, по-видимому, продолжающееся, современное, разрушение "гранитного" слоя, связанное с дуговой зоной.

Приведенные геолого-геофизические данные по обрамлению Японского моря, по останцам "гранитного" слоя в его внутренней части показывают единство континентальных структур всего региона. Глубоководные котловины моря резко наложены на древний план континентальных структур. Характерно секущее положение их разломных ограничений и фланговых трогов, проникающих в глубь

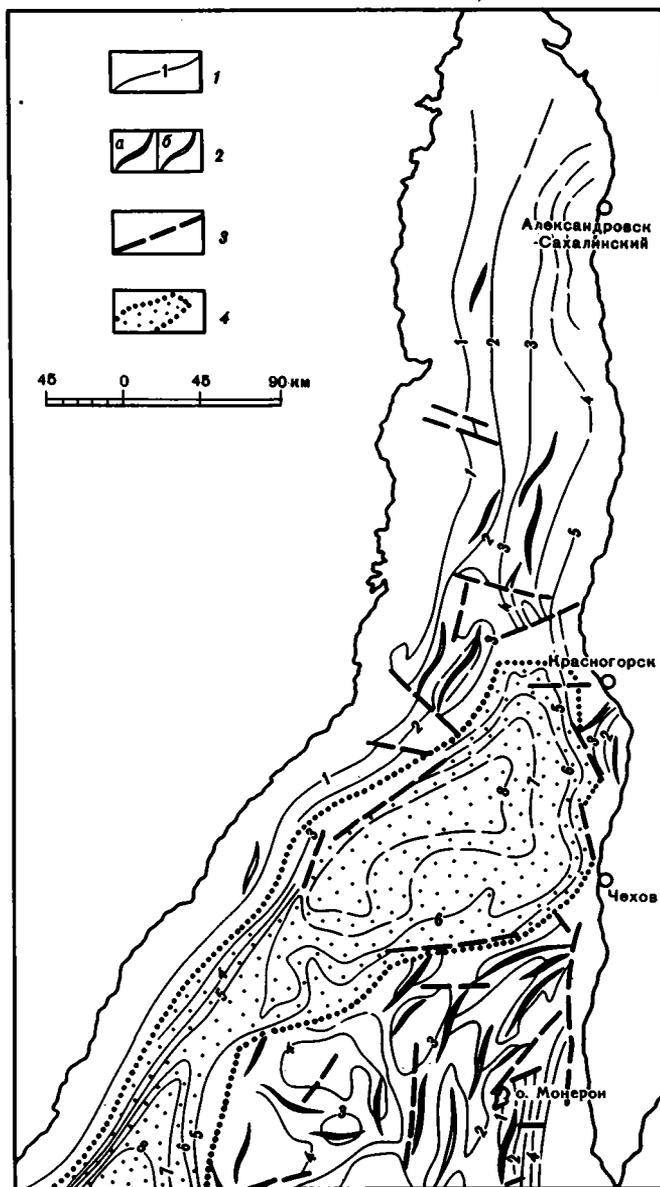


Рис. 59. Схема структурных соотношений в районе Татарского пролива по данным МОВ ОГТ [Хведчук и др., 1981, с изменениями]

1 — изопахиты осадочной толщи, км; 2 — складки: а — антиклинальные, б — синклинальные; 3 — разломы; 4 — расположение флангового трого Центральнояпонской котловины

континентальных областей. Несомненные признаки образования Японского моря на месте континентальных структур, наличие оторженцев "гранитного" слоя на поднятиях и отсутствие каких-либо его реликтов в глубоководной части свидетельствуют о деструкции и последующем разобщении блоков "гранитного" слоя в ходе формирования котловин. "Базальтовый" слой, возможно, не подвергался раздроблению и может быть прослежен от континентальных структур к субокеаническим с некоторым утонением, но без изменения основных характеристик.

Изученность Японского моря позволяет проследить здесь общий ход деструкции коры в задуговой зоне. Наиболее раннее дробление и растяжение можно предполагать в пределах Центральнояпономорской котловины. Обрыв структур "гранитного" слоя Приморья с разобщением отрезков вулканического пояса мела—палеоцена дает основание датировать заложение котловины эоценом (?)—олигоценом. В начале ее раскрытия формировались, вероятно, узкие грабенообразные прогибы, выполненные нижними слоями акустически прозрачной толщи. В дальнейшем рифтообразование развивалось в широкой субширотной зоне Центральнояпономорской котловины. В результате разрыва "гранитного" слоя произошло обособление его фрагментов в виде микроконтинентов Ямато и Японских островов. Между ними в дальнейшем образовалась полоса небольших грабенообразных прогибов: Могами, Нисицугару, Окусири. С горизонтальным перемещением микроконтинента Японии в южном направлении было связано, вероятно, значительное сжатие в его фронтальной части с замыканием мелового прогиба Идзуми, с образованием серии надвигов и складок южной вергентности, известных в Юго-Западной Японии.

В последующем развитии Центральнояпономорской котловины преобладали интенсивные прогибание и пелагическое осадконакопление, структура существовала как неактивный окраинный бассейн (в понимании Д. Карига [1974]). В неоген-четвертичное время (возможно, с позднего миоцена) активное растяжение коры и перемещение фрагментов "гранитного" слоя было направлено к юго-востоку. Это выразилось в раскрытии котловины Хонсю, грабена Кита-Ямато и трогов на флангах Центральной котловины, в их последующем погружении и осадконакоплении. Деструкция "гранитного" слоя в молодых трогах, по-видимому, может изучаться как современный процесс. Дислокации четвертичного времени в восточной части моря могут отвечать уже началу замыкания окраинно-морских структур.

Таким образом, выявляется неодновременность заложения котловин Хонсю и Центральнояпономорской. Внутри последней намечается существование элементов, различающихся по возрасту и современной активности. Это показывает сложность развития окраинных бассейнов и позволяет корректировать первоначально схематическое разделение их на активные и неактивные [Кариг, 1974]⁴. В целом в комплексе япономорских котловин еще не достигнуто состояние изостатического равновесия и продолжают погружения коры. Общему растяжению в задуговой зоне отвечают уменьшение мощности литосферы (предположительно до 30 км) [Абе, Капатоги, 1970], а также значительное понижение ее добротности [Симамура, 1981].

Схематические палинспастические реконструкции с совмещением края материка, образованного континентальным склоном, и всех поднятий-останцов позволяют оценить суммарную величину раздвижения в Японском море около 500—600 км. Величина скупивания во фронтальной части микроконтинента Японии не может быть определена даже приблизительно. Представление о дрейфе Японских островов относительно материка подтверждается палеомагнитными исследованиями. Сравнение данных для представительных точек, выбранных в Юго-Западной Японии (на 35° с.ш.) и на п-ове Корея (на 37° с.ш.), показывает, что расстояние между ними по широте изменилось в послемеловое время на 4° [Яскава, 1976; Structural..., 1979]. Блок Юго-Западной Японии испытал относительно перемещение к югу и поворот по часовой стрелке. С учетом небольшого поворота и некоторого перемещения самого п-ова Корея по отношению к Евразии раздвижение в Японском море в меридиональном направлении может быть оценено более 4° (т.е. более 450 км), что близко соответствует величине, приведенной выше.

Изучение ориентировок остаточного намагничивания дает картину изгибания Японской островной дуги в послемеловое время [Kawai et al., 1969; Mc Elhinny,

⁴ Д. Кариг все Японское море рассматривает как неактивный окраинный бассейн с высоким тепловым потоком.

1973; Structural..., 1979]. В результате поворота Юго-Западной Японии на 47° по часовой стрелке, а Северо-Восточной — около 25° против часовой стрелки их взаимная ориентировка изменилась на 70° , что очень близко к углу между ветвями островной дуги. Такое совпадение палеомагнитных и морфологических данных дополняется исследованием механизма очагов японских землетрясений, свидетельствующем о повсеместной ориентировке напряжений сжатия перпендикулярно дуге. Таким образом, ряд независимых данных, геологических и геофизических, позволяет судить о расширении в Японском море в кайнозойское время с раскрытием глубоководных котловин, о соответствующем южном дрейфе Японских островов относительно материка и изгибании островной дуги. Вместе с тем определение палеомагнитных широт приводит к выводу о перемещении блока Юго-Западной Японии на север относительно полюса, которое составило в кайнозойское время не менее 10° [Sasajima et al., 1968]. Проверка и учет этих данных совершенно необходимы при реконструкциях движения плит.

Представления о раздвижении в Японском море получили широкое распространение. Как наиболее вероятный механизм этого процесса рассматривается спрединг морского дна с формированием молодой коры в результате базальтовых излияний и инъекций [Паккэм, Фалви, 1974; Исезаки и др., 1976; Hilde, Wageman, 1973; Brooks et al., 1984; и др.]. В. Хилде и И. Исезаки с соавторами предложили весьма различные реконструкции спрединговых центров. Многие исследователи отмечали трудности в интерпретации магнитного поля Японского моря с точки зрения симметричного спрединга. В связи с этим высказывались предположения о вероятности проявления одностороннего спрединга [Паккэм, Фалви, 1974], о возможном существовании в котловинах дополнительных микроцентров [Исезаки и др., 1976; Tamaki, 1985] или о рассеянном спрединге [Перфильев и др., 1985]. Во всех предположениях исследователи исходили из идеи о перемещении мощных литосферных пластин.

Однако уже сам масштаб дробления континентальной коры в Японском море позволяет усомниться в большой глубинности этого процесса. Размеры поднятий-останцов, сходство нижней части коры в новообразованных котловинах, на поднятиях и в краевой части континента свидетельствуют скорее о раздроблении только более хрупкого "гранитного" слоя. Изложенные данные позволяют допустить срывы и перемещение пластин преимущественно на уровне подошвы "гранитного" слоя, некоторое утонение "базальтового", или III, слоя и более глубоких горизонтов литосферы. Низкая добротность литосферы отвечает, вероятно, ее напряженному состоянию, связанному с растяжением. Область особенно значительного понижения добротности выявляется в мантии на глубинах 300—400 км (см. рис. 66) [Sacks, Okada, 1974]. Предположительная ширина области до 500 км. Ее расположение фиксируется непосредственно выше и западнее сейсмофокальной зоны, обладающей очень высокой добротностью, так что здесь контактирует среда, различающаяся по добротности в 60 раз. Несомненно огромное тектоническое значение этого факта.

Таким образом, специфичность япономорской мантии прослеживается на большую глубину. Добротность в ее верхней части оказывается в 10 раз меньше, чем в смежной части Тихого океана [Симамура, 1981]. Формирование субокеанической коры происходит, по-видимому, преимущественно за счет растаскивания пластин "гранитного" слоя и раскрытия пространств с "базальтовым" слоем, достаточно древним, принадлежащим континенту мелового времени. Масштаб магматических проявлений, сопровождающих раздвижение, возможно, невелик. С локальными базальтовыми излияниями, вероятно, связано формирование сравнительно низкоскоростных пород II слоя. К разломным ограничениям котловин могли быть приурочены проявления щелочно-базальтового магматизма, такие, как на вулканах Уллындо и Чукто.

Признаки деструкции в задуговой зоне, выявленные в районе тектонотипа,

наблюдаются в большинстве окраинных морей периферии Тихого океана [Кропоткин, Шахварстова, 1965; Кариг, 1974; Тектоника континентальных..., 1980; Uyeda, Kanamori, 1979; Brooks et al., 1984; и др.]. Данные по Охотскому морю дополняют характеристику япономорских структур. Южно-Охотская глубоководная котловина расположена как бы на продолжении Центральнояпономорской и имеет близкие глубины, характер северо-западных разломных ограничений, сравнимые мощность и структуру коры, величины гравитационных аномалий [Тектоника континентальных..., 1980; Строение..., 1981]. Три профиля ГСЗ представляют полные пересечения котловины с резким выклиниванием "гранитного" слоя у ее северного ограничения, распространением маломощной (10 км и меньше) субокеанической коры в центральной части (профили 1-М, 6-М, 14-М) [Строение..., 1964]. Граничные скорости в кровле коры под осадками 6,6—6,8 км/с аналогичны скоростям, отмеченным в разрезах япономорских котловин и в III слое Тихого океана. При работах КМПВ на двух коротких профилях в центре котловины выше III слоя был обнаружен маломощный (1,3 км) горизонт с $v_r = 4,8$ км/с, сопоставимый с образованиями II слоя океана; в низах коры зафиксирована высокоскоростная преломляющая граница с $v_r = 7,4—7,6$ км/с [Попов, Аносов, 1978]. Однако эти особенности корового разреза могут иметь локальное развитие. Исследования на длинных профилях в пределах Южно-Охотской котловины показали изменчивость скоростей на опорных границах, особенно значительную вблизи разлома континентального склона (профили ГСЗ 19-В, 27) [Глубинное..., 1971]. Разлом континентального склона, судя по данным ГСЗ, смещает коровые границы и доходит до границы М. Наблюдаемый здесь обрыв сахалинских структур с палеогеновым "гранитным" слоем определяет время новообразования котловины не древнее конца эоцена — олигоцена.

Заложение впадины Дерюгина представляется более поздним. Молодые нарушения во впадине характеризуются образованием разломов северо-западного простирания, диапироподобных выступов фундамента, мелких грабенов, выполненных акустически прозрачной осадочной толщей, частыми дислокациями осадков, наличием грабенообразных ложбин в рельефе дна. Многие мелкие формы являются структурами растяжения. Их образование может относиться ко времени от позднего миоцена до четвертичного [Лившиц и др., 1972]. С явлениями позднекайнозойской деструкции связаны, вероятно, и сильноповышенные значения теплового потока в впадине Дерюгина, достигающие у ее западного ограничения 188 мВт/м² [Соинов, Веселов, 1979]. Картина молодых растяжений земной коры дополняется данными о ее пониженной мощности — до 15—20 км на востоке впадины (профили ГСЗ 9-М, 10-М, 13-М) [Строение..., 1964]. Характер скоростного разреза позволяет допустить отсутствие местами "гранитного" слоя [Марков и др., 1967]. Граничные скорости в кровле консолидированной коры 6,2—6,4 км/с могут отвечать как породам "гранитного" слоя, несколько уплотненным [Строение..., 1964], так, возможно, и породам "базальтового", или III, слоя, подвергшимся разуплотнению. Выявленные выше преломляющие границы с $v_r = 4,1$ и 5,3 км/с сравнимы по скоростям с известными для II слоя субокеанической коры. Особенности глубинного строения впадины Дерюгина, пониженная мощность коры, значительный максимум гравитационного поля в редукции Буге и многочисленные признаки молодых растяжений оказываются сходными с рассмотренными для трога на юге Татарского пролива. Поэтому мы предполагаем во впадине Дерюгина утонение и разрушение "гранитного" слоя, возможно менее продвинутое, чем в молодых трогах Японского моря.

Некоторые признаки деструкции выявляются и в области субконтинентальной коры на Центральноохотской возвышенности. Общая мощность коры сокращается здесь до 25—20 км, мощность "гранитного" слоя — до 10 км и менее [Строение..., 1964]. С грабенообразованием связано начинающееся тектоническое расчленение "гранитного" слоя, которое не доходит, однако, до глубинных границ. На-

мечающаяся деструкция коры здесь еще менее развита, чем во впадине Дерюгина. В целом комплекс раздвиговых структур Охотского моря отражает разные стадии развития деструктивного процесса, погружения и осадконакопления.

Структурные элементы Берингова моря, по-видимому, также разновозрастны. Командорская котловина представляется более молодой, судя по относительно небольшой мощности осадков и их возрастному объему (от верхнего миоцена до четвертичных) [Initial..., 1973, vol. 19], по абсолютному возрасту базальтов фундамента (29,6 млн лет), по резкому повышению здесь теплового потока (более 126 и местами до 210 мВт/м²) [Смирнов, Сугробов, 1980]. Образование котловин Алеутской и Бауэрса датируется предположительно концом мела—началом палеогена [Scholl et al., 1975]. Земная кора в них оказывается наиболее высокоскоростной по сравнению с другими окраинными морями [Косминская, 1978], осадки достигают максимальных мощностей — 5 км и более [Богданов, Непрочнов, 1984; Rabinowitz, Cooper, 1977], а глубины дна — до 4 км [Тихий океан, 1976].

Значения теплового потока в Алеутской котловине относительно небольшие. Скоростной разрез кристаллической части коры близок здесь к океаническому, в кровле ее по данным радиобуев обнаружено присутствие маломощного II слоя с $v_r = 4,7—5,5$ км/с; только более глубокое положение поверхности М и большая мощность осадков отличают котловину от смежной части Тихого океана [Людвиг, 1978]. Субмеридиональные магнитные аномалии Алеутской котловины, перпендикулярные к островной дуге, интерпретируются как океанические полосовые аномалии мелового возраста, принадлежащие фрагменту плиты Кула [Cooper et al., 1976]. Особенности магнитного и теплового полей рассматриваются как свидетельства отчленения котловины от океана, связанного с заложением Алеутской дуги и зоны субдукции. Пример Алеутской котловины, очевидно, можно считать наиболее показательным для окраинных морей с реликтовой океанической корой. Однако и время, и сам факт отчленения котловины от океана требуют дополнительных доказательств, магнитометрических и геологических.

В целом в пределах окраинных морей достаточно определенно установлено существование разновозрастных элементов с признаками раздробления и формирования субокеанической коры, в различной мере продвинутого, а иногда только начинающегося в настоящее время. Разновременность формирования котловин окраинных морей подчеркивалась Д. Каригом [1974] и Ю.М. Пушаровским [1972]. Д. Джарди [Jurdy, 1979] были отмечены различия в ориентировке раскрытия разновозрастных котловин: субширотной в раннетретичное время и юго-восточной в позднемиоцен-четвертичное.

Для разновозрастных структур Филиппинского моря приводятся доказательства формирования в результате спрединга с существенной ролью кайнозойского базальтового магматизма в формировании субокеанической коры [Хэйс, 1984; Шараськин, 1984; Initial..., 1980, vol. 60]. Правда, идентификация магнитных аномалий с океаническими полосовыми аномалиями пока остается спорной. В ряде других морей, подобно Японскому, основная роль могла принадлежать рифтингу — раздвиганию блоков и пластин "гранитного" слоя с ограниченным развитием базальтовых излияний. Особенности последующего осадконакопления в разных окраинных морях также были различны. По данным бурения в них выявлены осадки конусов выноса и зерновых потоков, алевритистые турбидиты, перетолженные карбонаты, биогенные пелагические карбонатные и кремнистые илы, пирокластические осадки, гемипелагические, турбидитные и пелагические глины [Klein, Lee, 1984]. Их распределение и мощность достаточно изменчивы, что следует учитывать при актуалистических построениях. При выяснении характера и времени проявления процессов формирования окраинных морей важная роль принадлежит, несомненно, изучению их обрамления — образований более ранней континентальной коры и всего комплекса структур, формировавшихся во фронтальной и тыловой зонах окраинно-морского раздвига.

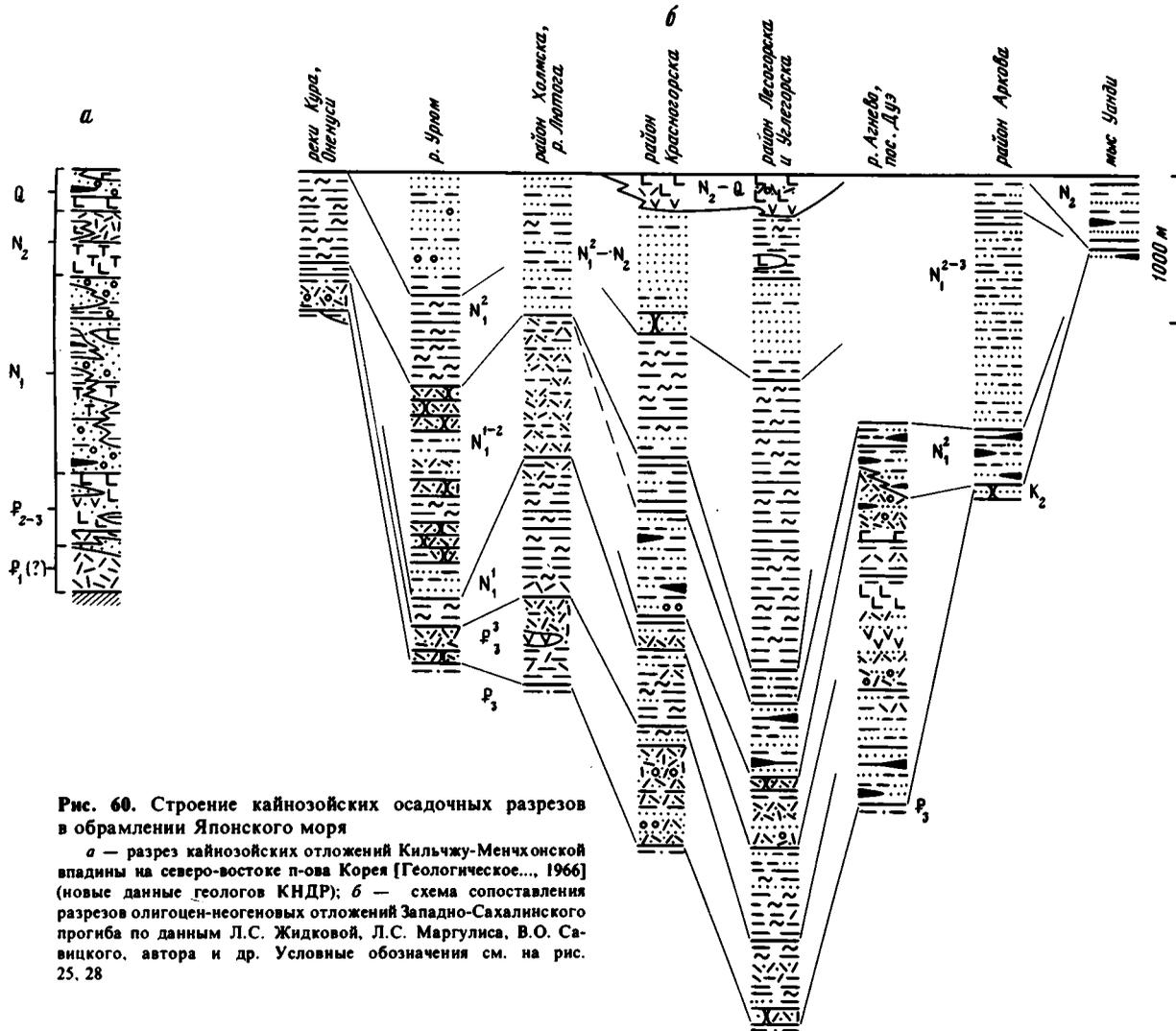


Рис. 60. Строение кайнозойских осадочных разрезов в обрамлении Японского моря

a — разрез кайнозойских отложений Кильджу-Менчонской впадины на северо-востоке п-ова Корея [Геологическое..., 1966] (новые данные геологов КНДР); *б* — схема сопоставления разрезов олигоцен-неогеновых отложений Западно-Сахалинского прогиба по данным Л.С. Жидковой, Л.С. Маргулиса, В.О. Савицкого, автора и др. Условные обозначения см. на рис. 25, 28

КАЙНОЗОЙСКИЕ СТРУКТУРЫ КРАЕВОЙ ЧАСТИ КОНТИНЕНТА

В тылу раздвиговых зон Японского и Охотского морей известна серия молодых разломов весьма глубинного заложения. Многие из них, располагающиеся в пределах п-ова Корея и юга Приморья, простираются параллельно смежным участкам континентального склона в Японском море (см. рис. 55). Часто они сопровождаются образованием узких грабенообразных впадин. В ряде случаев разломы являются магмоподводящими.

На востоке п-ова Корея и отчасти в Приморье характерны трещинные базальтовые излияния, относящиеся к концу эоцена—олигоцену. Севернее Кильчжу это мощная, до 1 км, толща базальтов повышенной щелочности ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ — до 11%) и иногда андезитов (свита Намсок) [Геология Кореи, 1964]. Магматические проявления меньшего масштаба отмечены в Притуманганском районе КНДР и близ оз. Хасан в Приморье. С разломной зоной у залива Йонилман на юго-востоке п-ова Корея тоже связаны щелочные образования, преимущественно трахиты, мощностью до 300—400 м (вулканические породы Нултери). Среди миоценовых толщ присутствие вулканитов крайне редко. К плиоцен-четвертичному времени относятся весьма многочисленные проявления щелочно-базальтового магматизма. В Вонсан-Чхорвонской приразломной зоне северо-северо-восточного простираения преобладают базальты (свита Хвеян). В разрезе Пэктусанского плато на севере КНДР толща базальтов и их туфов (до 200—250 м, свита Почхон) включает горизонты трахитов и иногда липаритов; молодые стратовулканы полностью сложены трахитами и липаритами (до 400 м, свита Пэктусан; по сообщению геологов КНДР).

В Южном Приморье плиоцен-четвертичные базальты слагают Борисовское и Шкотовское плато и ряд изолированных вулканов, связанных с разломами. При заметных вариациях в содержании щелочей, TiO_2 , P_2O_5 все базальты характеризуются их повышенным содержанием, так что большая их часть, несомненно, принадлежит щелочно-базальтовой серии, породы Свягинского и Меркушовского вулканов могут быть отнесены к базанитовой серии [Голубева, 1979]. Сходные породы встречаются и севернее, в зонах Западно-Сихотэ-Алинского и Центрально-Сихотэ-Алинского разломов. Базальтовые лавы и гипабиссальные интрузивы нередко выносят ксенолиты ультраосновных пород фундамента: лерцолитов, дунитов, пироксенитов, эклогитоподобных пород [Геология Кореи, 1964; Говоров и др., 1980]. Состав ксенолитов свидетельствует о значительной глубине проникновения разломов и магмообразования. Приуроченность магматических проявлений к временным интервалам конца эоцена—олигоцену и плиоцен-четвертичному соответствует интенсификации движений в тылу япономорских раздвиговых зон.

Заложение грабенообразных впадин в краевой части материка также относится к эоцен-олигоценному времени, как это установлено для впадин Йонил и Кильчжу-Менчхонской, для структур Притуманганской и Суйфунской групп [Геологическое..., 1966; и др.]. Повторная активизация глыбовых движений и образования раздвигов выявляются на позднемиоцен-четвертичном этапе. С ней связаны интенсивные дифференциальные движения, изменение гипсометрического положения базальтовых покровов, перестройка речной сети, образование термальных источников, современная сейсмичность и вулканизм. Отложения кайнозойских впадин обычно континентальные угленосные и изредка мелководноморские общей мощностью до 2,5—3 км (рис. 60). Отмеченные базальтовые излияния в ряде случаев приурочены к разломным ограничениям впадин. При сравнении разновозрастных структур Япономорского региона мезозойские аналоги отмеченных впадин выявляются в непосредственной близости к ним, тоже на п-ове Корея. Это Пучхонганский и другие грабены позднего триаса—ранней юры, также заложившиеся при раздроблении окраины континента.

В современной структуре серия молодых впадин краевой части континента связана в своем образовании с процессом деструкции, выявляемым в Японском море. Развитие здесь крупных раздвиговых зон сопровождалось как интенсивным сжатием и скучиванием во фронтальной части перемещавшихся коровых пластин (см. выше), так и растяжением, грабенообразованием, базальтовыми излияниями в тылу основного япономорского рифта. Точно так же в тылу раздвиговых зон Охотского моря были заложены молодые грабенообразные впадины Восточного Сахалина. С интенсивным позднекайнозойским раздроблением на Сахалине были связаны также сдвиговые перемещения [Рождественский, 1982 и др.] и локальные проявления магматизма [Семенов, 1975]. В целом на северо-востоке Азии раздробление кайнозойского времени было проявлено в значительном масштабе. Однако преобразования не захватывали, по-видимому, глубоких частей коры.

Одновременно с формированием наложенных впадин в краевой части континента продолжали свое развитие крупные унаследованные прогибы типа Западно-Сахалинского. Общая длительность их существования составила около 100 млн лет. Литологический характер отложений оказывается сходным в меловой и верхнекайнозойской частях разреза.

В Западно-Сахалинском прогибе олигоцен-неогеновые отложения изучены со значительной детальностью [Маргулис и др., 1973; Меланхолина, 1973; Жидкова и др., 1974; Савицкий и др., 1982; Решения..., 1982; и др.]. Горизонты верхнего олигоцена—низов миоцена отвечают максимальному развитию трансгрессии, начавшейся в эоценовое время. Вверх по разрезу в них происходит увеличение роли глинистых пород. При широком площадном распространении отложения характеризуются значительной выдержанностью состава: присутствием известково-щелочных вулканитов в верхнеолигоценовых слоях (аракайская свита и ее аналоги), развитием кремнисто-глинистых пород выше по разрезу (холмская свита) [Решения..., 1982; и др.] (см. рис. 60). Поступление вулканогенного материала в осадки прогиба определялось извержениями на северном фланге зоны "зеленых туфов", в пределах Сихотэ-Алиня. Продукты извержений на северо-востоке Сихотэ-Алиня представлены субаэральными базальтовыми лавами и пирокластами (кизинская свита, верхний олигоцен—нижний миоцен) [Ахметьев, 1965].

В сахалинских разрезах преобладает переотложенный вулканический материал, особенно на юге. В районе мыса Хойнджо и устья р. Агнево состав вулканитов верхов олигоцена (?)—нижнего миоцена почти исключительно базальтовый. На юге Западно-Сахалинского прогиба появляются также андезиты и дациты, широко распространенные в аракайской свите и более ограниченно в чеховской (нижний—средний миоцен). По фаціальным изменениям в отложениях этих свит установлены западные источники вулканогенного материала [Шилов, 1975]. Существование отдельных вулканов выявляется и внутри прогиба. На севере, вблизи пос. Трамбаус, небольшие вулканические постройки и субвулканические тела обнажаются непосредственно в береговых обрывах. Одновременно с вулканическими извержениями накапливались терригенные и глинистые осадки, обычно мелководно-морские, а иногда и паралические с углями (верхнедуйская свита, средний миоцен). Моменты активизации вулканизма чередовались с кремнисто-глинистой седиментацией.

Распространение туфогенно-кремнисто-глинистых пород характерно для слоев как нижнего (холмская свита), так и среднего (курасийская свита) миоцена. В верхах нижнего миоцена локально развита флишоидная толща с участием кремнистых аргиллитов и алевролитов, аналогичных холмским (невельская свита). Миоценовые толщи, близкие по возрасту и составу, распространяются на широкой площади юга Дальнего Востока независимо от типа тектонических структур. В пределах Японского и Охотского морей диатомово-глинистые толщи, по-

видимому, более однообразны по составу. В Западно-Сахалинском прогибе и впадинах Восточного Сахалина их однородность нарушается переслаиванием и взаимовклиниванием с вулканогенно-осадочными грубообломочными породами. На востоке Сахалина строение кремнисто-глинистых толщ местами осложнено срывами и многочисленными складками оползания, видными, например, в районе г. Корсакова.

Смена диатомово-глинистых отложений терригенными (маруямская свита, средний миоцен—плиоцен)⁵ в разных районах Сахалина происходила, вероятно, не строго одновременно. Общий регрессивный характер маруямской свиты, увеличение роли песчаного и галечного материала в составе плиоценовых отложений отвечают интенсификации дислокаций, поднятия и размыва на борту Западно-Сахалинского прогиба. Интересно происхождение горизонтов с глыбами песчаников, гранитов, андезитов, базальтов, обнаженных на п-ове Крильон [Melankholina, 1981]. Возможна определенная связь в происхождении глыб с ледовым разносом, отвечающим похолоданию на границе миоцена и плиоцена. Еще более вероятен олистостромовый характер этих горизонтов. В целом плиоцен-плейстоценовые отложения Сахалина имеют молассоидный облик. В ряде восточных районов они с несогласием перекрывают различные более древние образования. С терригенными отложениями верхов маруямской свиты сочетаются базальтовые лавы и пирокласты, известные на полуостровах Ламанон (орловская свита) и Крильон. Ареалы плиоценовых базальтовых излияний прослеживаются с Сахалина в смежные районы Сихотэ-Алиня. Можно предполагать их связь с общим раздроблением Восточной Азии в позднем кайнозое. Как и в других районах, в верхах разреза орловской свиты на п-ове Ламанон, помимо базальтов, появляются андезиты, молодые экструзивные купола сложены андезитами и дацитами. Многие мелкие гипабиссальные тела на западе Сахалина образованы щелочными породами [Геология СССР, 1970, т. 33].

Суммарная мощность верхнекайнозойских отложений Западно-Сахалинского прогиба в районе Углегорска достигает 5—6 км, заметно уменьшается по простиранию и особенно резко сокращается в центриклинальных участках. Скорость осадконакопления в позднем олигоцене—неогене составляла около 180 м/млн лет. Зоны максимальных мощностей в конце этого времени были смещены к западу.

Современное осадконакопление связано с Татарским проливом. В его срединной полосе, отвечающей осевой зоне Западно-Сахалинского прогиба, позднекайнозойские слои залегают горизонтально. На востоке Татарского пролива и в прибрежной части Сахалина происходит современное формирование складок, которые получают прямое выражение в рельефе и гравитационном поле. Интенсивные плиоцен-четвертичные дислокации и поднятие в основной части Западно-Сахалинского прогиба, резкое сужение зоны осадконакопления отражают процесс замыкания прогиба, продолжающийся и в настоящее время. Современное строение прогиба достаточно просто: с пологим зеркалом складок, с распространением простых складчатых форм, развитых неповсеместно. Только в приразломных участках и на южной центриклинали прогиба наблюдаются напряженные складчатые дислокации. Настоящая складчатая структура в прогибе еще не создана. "Гранитный" слой оказывается весьма маломощным. Однако на юге он уже подвергается разрушению, связанному с раздвижением в Японском море.

⁵ С этим стратиграфическим интервалом, как и в Японском море, и на севере Японии, связаны проявления и залежи нефти и газа, известные в северо-восточных районах и на западе Сахалина.

КАЙНОЗОЙСКИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ
НА ГРАНИЦЕ КОНТИНЕНТА И ОКЕАНА

Окончательная консолидация структур на юге Дальнего Востока относится к началу палеогена, когда широкая область сжатия и поднятий охватила и участки позднемезозойского континента, и зоны новообразованной субконтинентальной коры на востоке Сахалина и Хоккайдо. Только структуры палеожелобов сохранили тенденцию к прогибанию. Тектонический рельеф всего региона был сnivelирован. Общий план структур, пограничных с океаном, был отличен от активных окраин.

Система островной дуги—желоба—окраинного моря в начале палеогена могла существовать, по-видимому, только в северном обрамлении Тихого океана [Шмидт, 1978; Шанцер, Шапиро, 1984; Sholl et al., 1975]. Здесь Алеутская островная дуга и желоб в основной своей части были смещены к югу по сравнению со структурами меловой континентальной окраины, отсечавшейся выше. Предполагается их формирование на океанической коре с отрывом и отчленением от океана фрагмента плиты Кула, образовавшего фундамент Алеутской котловины [Cooper et al., 1976]. Заложение фронтального надвига Алеутской системы связывается, таким образом, с деструкцией океанической коры. Так ли это — пока остается неясным. Существование Алеутской котловины можно предполагать по крайней мере с начала палеогена. Несомненно и более раннее появление Алеутской дуги по сравнению с Курильской и Японской. Следовательно, на севере Тихого океана с самого начала кайнозоя установились геодинамические условия, характерные для конвергентной границы плит.

На северо-западе Тихого океана структуры активной континентальной окраины начали свое формирование в эоцен(?)—олигоценовое время¹. Общая структурная перестройка была связана с перемещением к востоку границы континент—океан (см. рис. 42).

Раскрытие котловин окраинных морей (эоцен?—олигоцен), очевидно, следует считать наиболее ранним явлением кайнозойской структурной перестройки. Новообразование Центральнояпонской котловины происходило с резким наложением на предшествующий план и разрушением континентальных зон позднепалеозойского и позднемезозойского возраста. Заложение Южно-Охотской котловины сопровождалось разрушением раннепалеогенового "гранитного" слоя. Материалы по Японскому морю позволяют предположительно датировать основное раскрытие олигоценовым временем, когда формирование отдельных узких прогибов и грабенов перешло в рифтообразование в пределах Центральнояпонской котловины.

Хрупкие нарушения, разрыв коры и перемещение ее фрагментов происходили, скорее всего, на уровне подошвы "гранитного" слоя. Локальное магмообразование, сопровождавшее раздвиг, связано, несомненно, с подкоровыми глубинами. Разрезы субокеанической коры, изученные в Центральнояпонской и Южно-Охотской котловинах, характеризуют конечный результат деструкции, преобразования коры и последующего осадконакопления. Позднепалеогеновое грабенообразование в тылу основного япономорского рифта, по-видимому, не сопровождалось существенной перестройкой коры. Сходный характер носило и раздробление Восточной зоны Сахалина. Вместе с тем большая протяженность разломных зон в обоих регионах, связь с ними щелочно-базальтовых излияний и инъекций, мантийный состав выносимых ксенолитов свидетельствуют о достаточной глубинности процесса, захватившего край континента.

¹ Соответствует пиренейской фазе складчатости Средиземноморья.

При раскрытии Центральнояпономорской котловины основные перемещения коровых фрагментов, очевидно, были направлены к югу и сопровождалось сжатием во фронтальной части микроконтинента Японии, замыканием и складчатостью в прогибе Идзуми, общим скучиванием и созданием чешуйчато-надвиговой структуры. Развитие фронтального надвига и тыловых раздвигов в системе континентальной окраины, по-видимому, было близко по времени. Проявление субмеридиональных растяжений в конце палеогена устанавливается и для других окраинных морей западной периферии Тихого океана [Jurdy, 1979].

Стабилизацию современной границы континент—океан можно предполагать после этапа основного рифтообразования в Японском и Охотском морях. Зарождение здесь глубинной сейсмофокальной зоны фиксируется по ее поверхностным проявлениям: началу островодужного вулканизма и осадконакопления в желобе. Наиболее ранний островодужный вулканизм, известный на Курилах, может быть датирован олигоценом. Массовые извержения Курильской и Японской вулканических зон относятся к самому концу олигоцена—началу миоцена². Данные по Японскому желобу пока ограниченные, свидетельствуют о начале седиментации в желобе на этом же временном рубеже. Таким образом, ко времени около 25—30 млн лет назад в районах юга Дальнего Востока была полностью создана система континентальной окраины, существующая доныне. Фронтальная часть системы в районах Курил и Японии была заложена на разнородном основании, включившем фрагменты древних континентальных структур, молодые зоны с субконтинентальной корой палеогенового возраста, известные, например, на Хоккайдо, а также и участок океанической(?) коры в районе Центральных Курил. Общее северо-восточное простирание новообразованных зон прослеживается от Камчатки до дуги Рюкю. Вопрос о синхронности или диахронности в заложении парных структур вулканических поднятий и прогибов глубоководных желобов пока не решен окончательно. Развитие их продолжается до настоящего времени.

На неоген-четвертичном этапе основные перемещения структур континентальной окраины были направлены к юго-востоку и определили новообразование целого ряда структур растяжения в тыловой части системы. Юго-восточный дрейф микроконтинентов Японии и Ямато и их постепенное разобщение сопровождалось формированием в раздвиговой полосе грабенообразных прогибов типа Могами и Окусири, заполнявшихся мощными осадками. Деструкция коры в котловине Хонсю, на флангах Центральнояпономорской котловины распространялась на все большую площадь. На краю континента выявлена заметная интенсификация грабенообразования в позднемиоцен-четвертичное время. В Охотском море позднекайнозойская деструкция захватила центральную часть площади, где произошли образование впадины Дерюгина и раздробление Центральноохотского свода. Во многих окраинно-морских структурах востока Азии обнаруживаются признаки раздвигания в юго-восточном направлении [Jurdy, 1979; Plate-tectonic..., 1981]. Масштаб раздвигания и степень перестройки коры оказываются различны. Активностью процесса в позднекайнозойское время определяются и мелкофокусная сейсмичность в ряде участков, и интенсивность теплового потока в задуговой зоне.

Современные геолого-геофизические данные по Дальнему Востоку позволяют наметить ряд структур, отвечающих последовательным этапам деструктивного процесса на континентальной окраине: структуры зрелой континентальной коры (до деструкции) в Южном Приморье и на профиле Магадан—Колыма — кайнозойские грабены юга Приморья и Восточного Сахалина — грабенообразные прогибы Центральноохотского свода — фланговые трогги япономорских котловин и впадина Дерюгина — котловина Хонсю — котловины Центральнояпономорская и Южно-Охотская. Сравнение скоростных разрезов (рис. 61) показало

² Соответствует савской фазе складчатости.

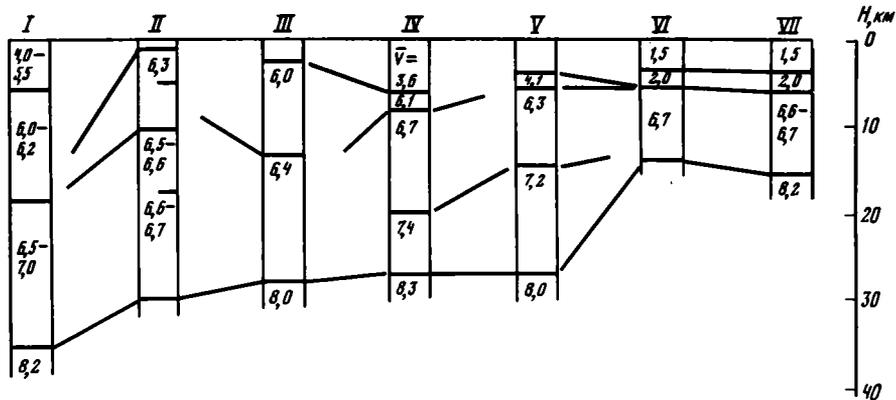


Рис. 61. Глубинное строение деструктивных зон Японского и Охотского морей по данным ГСЗ [Ковылин, 1979; Строение..., 1964; Глубинное..., 1971; Аргентов и др., 1976]

Арабскими цифрами даны скорости продольных волн. Римскими цифрами обозначены разрезы: I — Сихотэ-Алиня, II — юго-запада Приморья, III — Центральноохотского свода, IV — трога Татарского пролива, V — впадины Дерюгина, VI — котловины Хонсю, VII — Центральнаяпономорской котловины

последовательность: 1) постепенного утонения коры в этих структурах, происходящего за счет растяжения как "гранитного", так и "базальтового" слоев; 2) расстрескивания хрупкого "гранитного" слоя; 3) последующего разобщения и перемещения его фрагментов; 4) раскрытия участков "безгранитной" коры с локальным разломообразованием и излинием базальтов, сравнимых с породами II океанического слоя.

На современном этапе развития в участках разных структур нарушения и перестройка коры распространяются на различную глубину. Но во всей Японо-Охотской задуговой зоне нет оснований для предположения о глубоком расчленении литосферы, доходящем до ее подошвы. Предполагаемое сокращение мощности литосферы и понижение ее добротности происходят без разрыва сплошности среды. Хрупкие нарушения, вероятно, захватывают только верхнюю часть коры. Небольшие размеры поднятий-останцов и формирующихся котловин, как и их многочисленность, противоречат выделению здесь нескольких литосферных плит. Действительно, в ряде работ (напр.: [Савостин и др., 1982]) дробность расчленения континентальной окраины на отдельные плиты оказывается близкой к выделению здесь естественных тектонических структур. В других работах [Зоненшайн, Савостин, 1979; Lallemand, Jolivet, 1985/1986; и др.] авторы достаточно произвольно выбирают за границы плит лишь некоторые структурные линии. Проведенный геологический анализ показывает сложное развитие задуговой зоны с ее постепенным раздроблением, с общим раздвижением в верхах коры, достигающим 500—600 км за 30—35 млн лет. На примере Японского моря выявляется, что в краевой части континента древний "гранитный" слой может подвергаться значительной механической деструкции. Здесь фиксируются растяжения, отрыв и значительные перемещения фрагментов "гранитного" слоя, но не происходит его уничтожения. Все отмеченные нарушения в литосфере Японского и Охотского морей захватывают преимущественно ее верхнюю часть и могут рассматриваться как внутренние деформации Евразийской плиты.

На ведущем крае плиты, в зоне островных дуг, установлены высокоамплитудные горизонтальные движения кайнозойского времени и признаки поперечного сжатия. Отмеченному растяжению в задуговой зоне, юго-восточному перемещению островных дуг и их изгибанию соответствуют и палеомагнитные данные по Японии, и характер кулисных разломов на флангах Курило-Камчатской и Японской дуг, и продольное растяжение в дугах с преимущественной ориентировкой

даек вкрест простираются, и данные по современным землетрясениям. Интенсивное субгоризонтальное сжатие литосферы на конвергентной границе плит постоянно проявляется в образовании надвигов и взбросов, вызывающих землетрясения, а также в общем уплотнении среды с увеличением сейсмических скоростей и добротности. Характер процессов в островодужной зоне Японии и Курил не позволяет рассматривать их как пассивную реакцию континентального края на перемещение Тихоокеанской плиты от ее дивергентной границы. Сжатие на всех участках дуг в поперечном направлении и их перемещение с увеличением кривизны свидетельствуют об активном движении ведущего края континентальной плиты в сторону океана. Основные напряжения концентрируются при этом в литосфере сейсмофокальной зоны и разрешаются в виде серии хрупких деформаций — преимущественно в верхних 60 км, где основные напряжения субгоризонтальны.

Глубже по падению материал погружающейся плиты испытывает сложные нарушения с более существенной ролью пластических деформаций, с чередованием участков сжатия и растяжения, иногда с проявлением объемных деформаций, возможно связанных с фазовыми переходами на больших глубинах. На северном отрезке Курило-Камчатской зоны характерны образование глубинных сбросов и растяжение по направлению движения Тихоокеанской плиты, на юге — появление сдвигов и сжатие в диагональном направлении. Скорость перемещения плиты близ конвергентной границы в районе Камчатки определяется предположительно около 9 см/год [Plate-tectonic..., 1981]. Однако реальные масштабы поглощения плиты в зоне субдукции могут оказаться несравненно меньше. Для их оценки необходима корреляция геологических данных по континентальной окраине и океану. Часть движения Тихоокеанской плиты, несомненно, может растрачиваться на сучивание в пределах краевых валов, на дислокации внутри сейсмофокальной зоны. Нарастание мощности коры на приостровном склоне Курило-Камчатского желоба, выведение высокоскоростных образований в верхнюю часть коры могли быть связаны с такими дислокациями. Сохранение сплошности среды на промежуточных глубинах сейсмофокальной зоны, сохранение ее значительной плотности и прочности, а также разности температур с окружающей мантией свидетельствуют против предполагавшейся магмогенерации внутри погружающейся плиты. Наиболее вероятной областью частичного плавления вещества и отделения андезитовых магм представляется участок мантии над фокальной зоной, выделяющийся аномальностью своих физических свойств (см. выше).

Мощная вспышка магматической деятельности в Курило-Камчатской и Японской зонах с формированием вулканитов типа "зеленых туфов" установлена в раннем миоцене. Значительная активность вулканизма проявлена в плиоцен-четвертичное время. Общая продолжительность развития островодужных вулканических извержений и гранитоидных инъекций не менее 25 млн лет. В ходе этого процесса к настоящему времени сформированы уже достаточно мощные (до 8—9 км и более) комплексы пород, слагающие "эффузивно-осадочный" и "гранитный" слои в зоне вулканических поднятий. Метаморфические преобразования в островных дугах, приводящие к выносу оснований и разуплотнению среды, представляют, по-видимому, существенный фактор в формировании континентальной коры [Маракушев, 1982]. Общая направленность тектонических процессов в островодужной зоне, как и в меловое время, заключается в формировании континентальной коры на разнородном основании с присутствием фрагментов океанических и континентальных структур. Отличие молодой островодужной зоны состоит в меньшей мощности коры и ее "гранитно-метаморфического" слоя, в незаконченности их формирования. Наиболее зрелой континентальной корой характеризуется камчатский отрезок вулканической зоны, приобретающий черты типичного окраинно-материкового вулканического пояса, сравнимого с меловым Восточно-Азиатским поясом.

В основной части современной системы континентальной окраины зачатки "гранитно-метаморфического" слоя сформированы лишь в узкой полосе островной дуги и на склоне глубоководного желоба. Активный магматический процесс в островодужной зоне, некомпенсированное погружение в желобе с развитием алеврито-глинистой и иногда флишоидной седиментации характеризуют современную стадию развития системы. В тыловой части системы продолжается развитие котловин Охотского и Японского морей, с преимущественным накоплением турбидитов. Молодые дислокации осадков в восточной части Японского моря, возможно, связаны с началом замыкания его структур. Дальнейшее развитие этого процесса может оказаться равноценным поздне меловой складчатости в Сихотэ-Алине и окончательному становлению континентальной коры. Формирование "гранитного" слоя является ведущим и, вероятно, наиболее глубинным процессом в области конвергентных границ плит. Процессы необратимой химической дифференциации мантии с образованием "гранитного" слоя, происходящие в островных дугах и окраинно-материковых поясах, сочетаются с процессами механической деструкции коры в задуговых бассейнах окраинных морей. Они захватывают, по-видимому, различные глубинные уровни в земной оболочке.

В целом в южных районах Дальнего Востока восстанавливается развитие кайнозойских тектонических событий, сходное с отмеченным для конца мезозоя: 1) скупивание и корообразование в восточной зоне Сахалина и Хоккайдо, с незначительным развитием гранитного магматизма (начало палеогена); 2) раздвиг и раскрытие котловин Центральнопономорской и Южно-Охотской (эоцен?— олигоцен); 3) заложение восточнее Японской и Курило-Камчатской сейсмофокальных зон в месте погружения Тихоокеанской плиты; образование связанных с ними структур островных дуг и желобов; начало известково-щелочного магматизма и корообразования в островодужных структурах, продолжающееся раздвижение в окраинных морях (от конца олигоцена донныне); 4) более интенсивное корообразование на флангах Курило-Камчатской дуги; усиление вулканизма и складчатые движения в ряде участков континентальной окраины, отмеченные для конца миоцена—плиоцена; 5) скупивание в океанической коре краевых валов перед фронтом глубоководных желобов.

Приведенные геолого-геофизические данные позволяют выявить в вулканических зонах последовательный ряд структур, отвечающих различным этапам формирования "гранитно-метаморфического" слоя: Центральнокурильские острова — отрезки Южных и Северных Курил — вулканическая зона Восточной Камчатки — звенья мелового Восточно-Азиатского пояса — внутренние районы Сихотэ-Алиня.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И ТЕКТОНИЧЕСКИХ СООТНОШЕНИЙ ОКЕАНА И КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ В МЕЛ-КАЙНОЗОЙСКОЕ ВРЕМЯ

ГЛАВА ПЕРВАЯ

КОРРЕЛЯЦИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ НА СЕВЕРО-ЗАПАДЕ ТИХОГО ОКЕАНА И АЗИАТСКОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЕ

В результате изучения мезозойско-кайнозойских структур северо-запада Тихого океана была выявлена картина развития абиссальных площадей и океанических поднятий с утолщенной корой, возникновения окраинных валов при деформации краев плиты, разломообразования и наложения молодых вулканических зон. В системе континентальной окраины рассмотрено развитие островных дуг—желобов и окраинных морей, существовавших в меловое и кайнозойское время. Сочетание явлений роста и раздробления континентальной коры, выявленное на востоке Азии, их неоднократное повторение в близких территориально зонах представляют существенные факты. Активность структур Азиатской окраины рассматривается многими исследователями как результат тектонических процессов, происходящих вдоль границы с Тихоокеанской литосферной плитой. Основные рубежи в тектонической истории Северо-Востока Азии определялись перемещением этой границы к востоку и последующим корообразованием. Наиболее документированными являются два последних рубежа, установленных на стратиграфических уровнях 100—110 и около 30 млн лет назад.

Сопоставление этапов крупных структурных перестроек в океане и на континентальной окраине, сравнение основных полей напряжений и оценка взаимных перемещений структур составляют наиболее существенные задачи корреляции [Melankholina, 1986]. В ряде районов Северо-Западной Пацифики остаются еще не выясненными соотношения структур, а геологические события датированы недостаточно строго. И все же проведение корреляции событий представляется уже своевременным, предварительные выводы по региону Северо-Западной Пацифики заслуживают обсуждения. В пределах континентальной окраины проявления дислокаций и магматической активности, формирование и деструкция коры более резко выражены и лучше датированы, чем в океане. В нашем сопоставлении они использованы как опорные.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ МЕЛОВОГО ВРЕМЕНИ

Процесс формирования мелового континента охватывал длительный временной интервал. Основная перестройка структурного плана относилась на юге Дальнего Востока к альб-сеноманскому времени и была связана с реорганизацией границы континентальной и океанической плит. Новая система континентальной окраины включала вулканическую зону востока Сихотэ-Алиня, Западно-Сахалинский прогиб и существовавший в их тылу морской бассейн (см. рис. 43). Аналогии

с элементами современных активных окраин устанавливаются по: 1) общей зональности системы; 2) ее глубинному строению; 3) морфологическим особенностям; 4) характеру извержений, происходивших сначала в условиях островной дуги (альб—турон), затем на окраине новообразованного континента (вплоть до палеоцена); 5) по типу осадков в прогибе—палеожелобе и котловине окраинного моря.

Изучение вулканитов мелового островодужного комплекса показывает их петрохимическую общность с современными образованиями. Одновозрастные осадки прогибов Западно-Сахалинского, Исикари и др. глубоководные, преимущественно флишеидные и глинистые с примесью пирокластического и кремнистого материала. Существование такого некомпенсированного прогиба—палеожелоба устанавливается на западе Сахалина вплоть до турона (в южных районах дальше). Физические особенности среды под осевой частью палеожелоба могут свидетельствовать о сжатии и дислокациях, связанных с древней зоной субдукции.

Тектонические структуры меловой активной окраины прослеживаются по всей восточной периферии Азиатского материка. Общая ориентировка серии вулканических дуг и палеожелобов отвечает современной. Вдоль простираения возраст этих структур может несколько изменяться (см. выше). Оформление всей системы в целом, заложение Восточно-Азиатского вулканического пояса как единой структурной зоны относятся к альб-сеноманскому времени. Имеющиеся данные по югу Дальнего Востока свидетельствуют, скорее всего, о синхронном заложении палеодуги и палеожелоба в альбе, хотя эти события и нельзя считать строго датированными. В зоне задугового морского бассейна именно с апт-альбским временем связаны наибольшая неустойчивость осадконакопления, образование частых конседиментационных нарушений в осадках.

Островодужный этап представляет начальный эпизод в развитии вулканического пояса, продолжительностью порядка 20 млн лет — с альба (местами апта) до турона. Постоянство в расположении вулканического пояса, сохранявшееся вплоть до конца мелового времени, свидетельствует об устойчивости субдукции на границе океанической и континентальной плит. Активное перемещение континентального края в сторону океана определило, по-видимому, кратковременность существования палеоструктуры окраинного моря, ее замыкание в начале сенона и общее субгоризонтальное сжатие в системе активной окраины. С этими событиями были тесно связаны повышение интенсивности вулканизма и значительное расширение вулканического пояса в пределах Сихотэ-Алиня в самом конце мела. В этих условиях в результате складчатости, широкого развития андезитового магматизма и метаморфизма на глубине в Сихотэ-Алине за 25—30 млн лет произошло становление мощного "гранитно-метаморфического" слоя. В целом к концу мелового периода на востоке Азии было завершено создание огромного материка, включившего как древние континентальные массивы, так и участки, консолидированные в мелу.

Уже к маастрихтскому времени продолжавшееся сжатие в области столкновения плит, очевидно, не могло более компенсироваться ни сокращением пространства в задуговом бассейне, ни погружением и дислокациями плиты в зоне субдукции. В этой обстановке и началось отмеченное выше раздробление и скучивание в субокеанической литосфере перед фронтом палеожелобов. Проявление такого скучивания материала с образованием палеоструктур красных валов коррелируется с завершающими моментами меловой складчатости и гранитообразования в Сихотэ-Алине. Развитие этого процесса привело к деструкции в субокеанической коре с заложением корневых офиолитовых зон (сутуры) в Хоккайдо-Сахалинском регионе, с последующей обдукцией покровов и чешуй на континентальную окраину, с проявлением в ряде участков островодужного магматизма.

С какими событиями в Тихом океане коррелируются отмеченные моменты поздне меловой истории его обрамления? Время альб-сеноманской перестройки характеризуется здесь ускорением спрединга и корообразования, предполагаемым для спокойной магнитной эпохи. Быстрому наращиванию океанической плиты и ускорению перемещений отвечала, по-видимому, интенсификация ее субдукции по границе с континентом. И в этом следует искать возможную причину мощнейшего андезитового вулканизма на континентальной окраине и внедрения гранитоидов, хотя масштабы тектонического сближения и поглощения в зоне субдукции пока остаются неясными.

В условиях быстрого движения океанической плиты, вероятно, усилились и дифференциальные внутриплитные перемещения. Широкое развитие наложенного апт-альбского магматизма в области более древней океанической коры могло быть связано с эпизодом ее раздробления и растяжения. Предполагаемое скучивание этого времени с формированием структур поднятий Хесса и Мид-Пацифик проявилось в участках сжатия в новообразованной пластичной литосфере (см. рис. 22). Даже в наиболее однородных и жестких абиссальных структурах на севере Тихого океана выявляются местами признаки сжатия, глубинных деформаций и расслаивания материала (см. выше). В структурах океанических поднятий и краевых валов напряженность деформаций значительно возрастает. Их активизация намечается для маастрихта, когда при скучивании в новообразованной литосфере формировалось поднятие Обручева, значительный объем более древнего литосферного материала был обдуцирован на континентальную окраину в районе Сахалина, Хоккайдо и Малых Курил. В целом для поздне мелового времени выявляется, по-видимому, достаточная пластичность и подвижность материала тихоокеанской литосферы. Повсеместное проявление тектонической активности этого времени привело к преобразованию всего комплекса океанических структур и оформлению в маастрихте спрединговой системы Восточно-Тихоокеанского поднятия.

Поздне меловые тектонические события в Северо-Западной Пацифике отражены и в особенностях осадочных разрезов. Показательно резкое сокращение океанической седиментации в абиссальных участках на северо-западе океана. В скв. 303, 304, 307 и др. представлен мощный разрез нижнего мела, но отсутствуют осадки начиная с сеномана или турона (см. главу первую). И. Ланцелот и Р. Ларсон [Initial..., 1975, vol. 32] убедительно показали, что упадок кремнистой биоты и замедление седиментации в этих участках океана были связаны со сменой тропических условий обстановкой умеренного климата в ходе предполагаемого перемещения Тихоокеанской плиты на север. Но полное отсутствие терригенного питания и прекращение накопления пелагических глин в поздне меловое время также требуют своего объяснения. По-видимому, одной из причин таких изменений можно считать то, что в позднем мелу Западно-Сахалинский прогиб и другие палеожелоба уже служили основными ловушками терригенного материала, поступавшего с азиатской суши. При отсутствии интенсивных океанических течений [Berggren, 1981; Наг, 1981] в пелагическую область Северо-Западной Пацифики мог выноситься лишь незначительный объем материала. В бассейне Центральной Пацифики, питавшемся за счет других источников сноса, верхне меловые осадки представлены во всех скважинах. Приведенные седиментологические данные могут свидетельствовать об определенной территориальной близости рассмотренных участков океана и континентальной окраины.

Общее расположение структур меловой континентальной окраины хорошо соответствует предполагаемому северо-западному перемещению Тихоокеанской плиты. Значительная ширина вулканического пояса на востоке Азии отражает, возможно, достаточно пологое погружение океанической плиты в меловой зоне субдукции. Образование здесь зрелой континентальной коры с автохтонным "гранитно-метаморфическим" слоем, значительное уплотнение материала в древ-

ней сейсмофокальной зоне отвечает завершенности процессов, связанных с субдукцией на границе плит. Продолжение сжатия на этой границе выразилось в проявлении скучивания и обдукции офиолитовых аллохтонов на востоке системы континентальной окраины.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ ПАЛЕОГЕНА

Для палеогенового времени на востоке Азии важнейшими событиями представляются завершение развития Восточно-Азиатского вулканического пояса и значительное ослабление прогибаний в зоне палеожелобов. В начале палеогена общая тектоническая зональность на юге Дальнего Востока уже не отвечала существованию здесь системы активной окраины. Отсутствие признаков активной субдукции на протяженном отрезке границы континент—океан свидетельствует об общей смене тектонической обстановки. Сохранение погружений в Западно-Сахалинском прогибе и других палеожелобах может отвечать лишь слабому продолжению процесса на некоторой глубине в зоне субдукции.

В палеоцене—начале эоцена продолжавшееся сжатие и дислокации привели к проявлению корообразования в зоне поздне меловой обдукции востока Сахалина и Хоккайдо. Проявление скучивания и аллохтонное формирование "гранитно-метаморфического" слоя, площадная ограниченность и незавершенность этого процесса характеризуют тектонические условия, установившиеся в раннем палеоцене на континентальной окраине. Структуры новообразованной субконтинентальной коры, как и континентальной, сформированной в конце мела, уже обладали достаточной жесткостью и в дальнейшем претерпели преимущественно хрупкие деформации на всей Азиатской окраине.

В середине палеогена устанавливаются признаки разломообразования и активной деструкции континентальной коры с перемещением ее фрагментов в сторону океана и раскрытием котловин окраинных морей со вторичной океанической корой. Так, в пределах Японского моря в конце эоцена—олигоцене произошло заложение широтного рифта Центральной котловины, с образованием в тылу его мелких раздвиговых структур, а перед фронтом — зоны сжатия с замыканием прогиба Идзуми и перемещением к югу серии складок и надвиговых чешуей, известных в Юго-Западной Японии. В Алеутском районе к палеоцену относится становление всей системы структур континентальной окраины также с перемещением масс к югу. В целом в течение 40 млн лет в Северо-Восточной Азии произошли постепенное отмирание структур меловой континентальной окраины и последующая резкая перестройка, приведшая к оформлению современной границы континент—океан.

В Тихом океане уже с маастрихтского времени определилась ориентация спрединговой системы, связанной с Восточно-Тихоокеанским поднятием. В палеоцене (?) общему изменению поля напряжений и окончательной консолидации коры на северо-западе океана отвечало заложение системы разломов от субширотного до северо-восточного простирания, поперечных к поздне мезозойским (см. рис. 22). Субмеридиональная ориентировка новообразованной Императорской зоны и предполагаемое перемещение Тихоокеанской плиты к северу находятся в соответствии с данными о субмеридиональном растяжении и перемещениях в структурах окраины континента.

Осадки палеогена представлены в скважинах поднятий Шатского и Хесса, а в абиссальных разрезах полностью отсутствуют. В ряде участков, в частности на Императорских горах, на севере поднятия Хесса, можно предполагать действие достаточно интенсивных течений с размывом осадочной толщи. Распространение пелагических осадков палеогена связано преимущественно с зоной Восточно-Тихоокеанского поднятия [Heezen, Fornari, 1975]. Исследования осадков, прежде всего микрофаунистические и изотопно-кислородные, свидетельствуют о значительных палеоокеанографических изменениях в эоцен-олигоценое время

с распространением холодных водных масс в Тихом океане [Berggren, Hollister, 1977; Berggren, 1981; Наг, 1981; Keigwin, 1980]. Создание новой системы океанской циркуляции, интенсивный размыв осадков донными течениями связываются предположительно с раскрытием глубоких морских проливов в высоких широтах, в частности пролива Дрейка и Тасманова моря. Возможно, по своему характеру и времени проявления это раскрытие сопоставимо с раскрытием, отмеченным в окраинных морях, т.е. явления деструкции коры, очевидно, могли быть широко распространены по периферии Тихого океана в середине палеогена в связи с начинающейся структурной перестройкой огромного региона.

В северо-западном обрамлении Тихого океана растяжение и перемещение коровых фрагментов и отдельных литопластин установлены в южном направлении — навстречу дрейфу океанической плиты. Общая ориентировка континентального края, диагональная по отношению к этому дрейфу, препятствовала, по-видимому, проявлению субдукции на границе движущихся плит. Только на севере Тихого океана, в районе Алеут, где происходили встречные перемещения плит, зона субдукции и новая система активной окраины были заложены уже в начале кайнозоя.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ НЕОГЕН-ЧЕТВЕРТИЧНОГО ВРЕМЕНИ

Начиная с позднего олигоцена и неогена во всей северной Пацифике определился уже современный структурный план. В результате реорганизации границы плит на Азиатской окраине в это время произошло заложение Японской и Курило-Камчатской сейсмофокальных зон и связанных с ними структур вулканических дуг и желобов. Для Японской дуги и желоба выявлено синхронное заложение. Движения неоген-четвертичного времени были направлены к юго-востоку и выразились в раскрытии фланговых частей Центральнойпономорской котловины, грабена Кита-Ямато, котловины Хонсю; в образовании впадины Дерюгина и ряда мелких структур Охотского моря, грабенов и сдвигов Восточного Сахалина; в смещении и изгибании островных дуг. Суммарное перемещение коровых фрагментов в Япономорском регионе составило до 600 км за 30—35 млн лет. Современная ширина полосы океанической литосферы, находящейся в зонах субдукции в районах Японии и Курил, достигает около 1500 км. Ее сокращение в результате сжатия и дислокаций пока не может быть реально оценено.

С развитием островодужного известково-щелочного магматизма над зоной субдукции в течение 30 млн лет связана генерация "гранитно-метаморфического" слоя коры, современная мощность которого составляет на Курилах несколько километров. Вулканическая зона Камчатки характеризуется более продвинутым формированием континентальной коры — сходно с типичными окраинно-материковыми вулканическими поясами. В ряде районов в позднем миоцене—плиоцене не отмечаются усиление вулканизма и складчатые движения [Гладенков и др., 1980]. Эти явления могут отвечать определенной интенсификации корообразования на Азиатской окраине. Временем же коренной структурной перестройки является, несомненно, конец олигоцена (?)—ранний миоцен.

С олигоцен-миоценовой перестройкой на континентальной окраине и сменой полей напряжений в Тихом океане хорошо коррелируется изменение перемещения плиты с северного на северо-западное, что отразилось в ориентировке молодой Гавайской вулканической зоны. Интенсификация субдукции и вулканизма на континентальной окраине связана, возможно, с некоторым ускорением перемещения Тихоокеанской плиты, предположительно устанавливаемым по увеличению скорости распространения вулканизма вдоль Гавайской зоны по сравнению с Императорской, по крайней мере для последних 5 млн лет [Jackson, 1976; Initial..., 1980, vol. 55].

Неогеновые разрезы на северо-западе океана обычно начинаются со слов

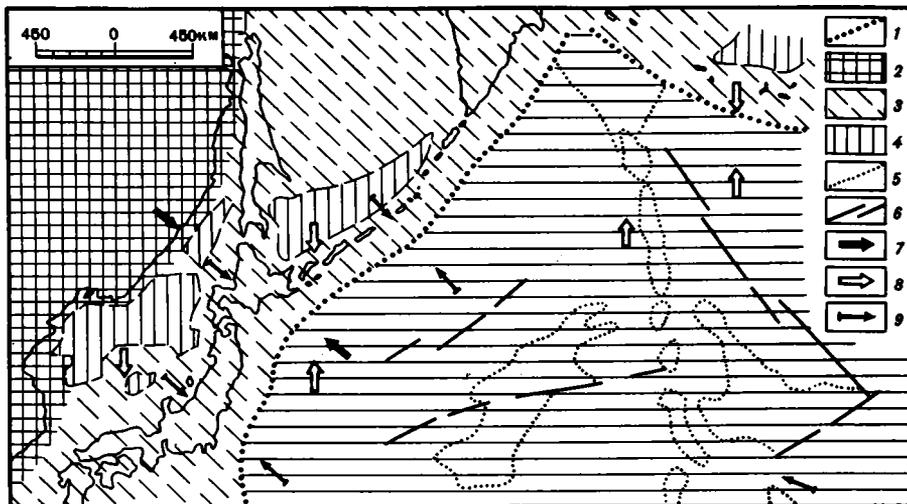


Рис. 62. Ориентировка относительных перемещений структур в Северо-Западной Пацифике для различных временных интервалов позднего мезозоя и кайнозоя

1 — структуры Тихоокеанской плиты и ее граница; 2 — структуры Евразийского континента; 3 — структуры позднейкайнозойской активной окраины с корой переходного типа; 4 — задуговые зоны с новообразованной субокеанической корой; 5 — ограничения океанических структур; 6 — разломы; 7—9 — направление относительных перемещений структур: 7 — для мелового времени, 8 — для палеогенового времени, 9 — для неоген-четвертичного времени

верхнего миоцена. Обилие туфогенного материала в осадках отмечается вблизи островных дуг, а к югу и юго-востоку быстро сокращается. Повышение мощности и гемипелагический характер осадков на поднятии Обручева, валах Зенкевича и Японском свидетельствуют об их сравнительной близости к источникам сноса в Азии. Раскрытие проливов, в частности Камчатского, и интенсивная циркуляция океанических вод обеспечили поступление в абиссальные участки значительного объема органики, тонкого терригенного и туфогенного материала, несмотря на существование глубоких прогибов-желобов. В условиях высокой продуктивности диатомовой микрофлоры на севере океана были накоплены мощные кремнистые толщи. Интенсивный ледовый разнос и огромные скорости океанической седиментации отмечены для времени плейстоценовых оледенений.

Сложное взаимодействие Тихоокеанской и Евразийской плит на конвергентной границе может изучаться как современный процесс. Выше было подчеркнуто активное перемещение на ведущем крае континентальной плиты. Происходящим здесь столкновением и субгоризонтальным сжатием в литосфере (до 8 кбар?) определяются все нарушения на контакте плит, характер современной сейсмичности, значительное уплотнение среды в сейсмофокальной зоне, сжатие и скупивание в пределах краевых валов. Глубже зоны столкновения (на глубинах от 70 до 650—700 км) древняя литосфера северо-запада Тихого океана сравнительно легко испытывает погружение под континентальный край. При этом ведущий край океанической плиты подвергается значительным нарушениям с участием пластических деформаций, с вещественным преобразованием пород на глубине, как это было отмечено для Курило-Камчатской зоны субдукции. На северном отрезке этой зоны напряжения сжатия сменяются с глубиной растяжением по направлению движения Тихоокеанской плиты. Постоянство в расположении островодужных вулканов отвечает устойчивости процесса субдукции на кайнозойской континентальной окраине. Молодые дислокации осадков в задуговой зоне, усиление тектонической активности в островной дуге могут быть связаны с началом общего сжатия в системе континентальной окраины. Уплотнение

и напряженное состояние материала Тихоокеанской плиты представляет суммарный результат ее деформаций в мелу и кайнозое.

Таким образом, для последних 100 млн лет выявляется корреляция ряда тектонических событий в Северо-Западной Пацифике. Выделенным на континентальной окраине моментам коренных перестроек на хронологических уровнях 100—110 и около 30 млн лет назад отвечают крупнейшие преобразования в прилегающей части Тихого океана. При этом намечается не только соответствие перестроек по времени, но и совпадение полей напряжений со встречным перемещением структур океана и континентальной окраины, с признаками сжатия на их границе (рис. 62).

ОЦЕНКА ВЗАИМНЫХ ПЕРЕМЕЩЕНИЙ СТРУКТУР

Одновременность событий и единая картина напряжений во всем регионе Северо-Западной Пацифики, данные о поступлении значительного объема терригенного и туфогенного материала с суши в осадки океана могут свидетельствовать об определенной пространственной близости тихоокеанских и азиатских структур на последних этапах их развития. Такое заключение, несомненно, требует проверки, так как оно ставит под сомнение вероятность гигантских горизонтальных перемещений Тихоокеанской плиты в мел-кайнозойское время. Как известно, в основу представлений о горизонтальном дрейфе тихоокеанских структур был положен целый ряд данных, прежде всего магнитометрических, а также палеомагнитных, полученных в результате глубоководного бурения. Наиболее представительный комплекс данных по палеоценовым базальтоидам горы Суйко в Императорской зоне показывает изменение ее широты на 15—20° в течение 60 млн лет. Сходные оценки были сделаны и на основе палеоэкологических исследований [Саидова, 1980; Berggren, Hollister, 1977]. За время около 135 млн лет изменение палеомагнитной широты для скв. 303, 304, 307 могло составить до 40°. Надежность палеомагнитных данных не вызывает сомнений. На их основе был сделан вывод об изменении положения Тихоокеанской плиты относительно полюса с перемещением к северу и северо-западу более чем на 4000 км (см. главу третью). Однако сравнения взаимного расположения Тихоокеанской и Евразийской плит для разных временных интервалов не проводилось, геологические доказательства их относительных перемещений не рассматривались при проведении реконструкций.

Масштабы тектонического сближения плит и поглощения в зоне субдукции пока остаются неясными. Свидетельства такого сближения, несомненно, заслуживают внимания. Так, текущее положение Японского желоба по отношению к мезозойской системе магнитных аномалий образует картину тектонического совмещения структур [Plate-tectonic..., 1981; и более ранние схемы]. Сравнение остатков сеноман-сенонских нериней, драгированных с подводной горы Сысоева (Эримо), и более холодноводной японской фауны [Tsuchi, Kuroda, 1973] тоже позволяет допустить определенное сближение структур. Но для оценки масштабов относительного перемещения плит необходимо сравнение надежных геологических реперов, выбранных в районах океана и континентальной окраины. За такие репера нами были приняты данные о палеоширотах в этих районах.

Предварительное сравнение палеоэкологических данных по Северо-Западной Пацифике позволяет только для мелового времени допустить достаточное удаление ее океанических и континентальных районов по широте. Так, микрофаунистические исследования океанических осадков дают для маастрихта доказательства тропического климата на поднятии Шатского и субтропического на поднятии Обручева [Initial..., 1973, vol. 19; 1975, vol. 32]. На Сахалине по палеоботаническим данным выявлены для этого времени условия теплое, на юге Камчатки — теплоумеренного климата. В палеогене климатические различия, вероятно,

были уже невелики. Для конца палеоцена на горе Нинтоку предполагаются субтропические условия седиментации, а в районах Японии, лежащих ныне на тех же широтах, — условия теплого климата. Для середины эоцена доказательства субтропического климата получены как для севера Тихого океана (данные DSDP), так и для районов Приморья, Сахалина, Камчатки и Аляски [Ахметьев, 1976]. Правда, в условиях климатического оптимума этого времени ареалы распространения тропической и субтропической биоты могли быть достаточно широки. Однако различия не устанавливаются и для более холодных климатов олигоцена и неогена, имеющих сильнее выраженную дифференциацию по широте.

Палеомагнитное изучение маастрихтских пород о. Шикотан в Малой Курильской гряде позволило оценить его перемещение за последние 70 млн лет на $10 \pm 5^\circ$ к северу [Баженов и др., 1984]. Абсолютное перемещение Тихоокеанской плиты за это же время оценивается примерно на 20° к северу [Cande, 1976; Initial..., 1980, vol. 55]. Как видно, разница не очень велика, т.е. масштабы относительных перемещений тихоокеанских и азиатских структур оказываются сравнительно ограниченными [Меланхолина, 1986]. В то же время внутри Тихоокеанской плиты обнаруживаются признаки дислокаций и расслаивания литосферы, особенно значительных на окраинных валах, поднятиях Шатского, Хесса и др. На эти внутриплитные нарушения в океане, на обдукцию на континентальной окраине растрачивается определенная часть северного дрейфа Тихоокеанской плиты.

Выявленная ограниченность перемещений Тихоокеанской плиты относительно континента, ее внутренние нарушения и обдукция обусловили, по-видимому, и ограниченные масштабы субдукции материала, происходившей глубже зоны столкновения плит. Соответственно ограниченным было проявление андезитового магматизма и роста континентальной коры, что определило относительную устойчивость границы континент—океан в Северо-Западной Пацифике. Именно с устойчивостью этой границы было связано длительное развитие Тихоокеанского пояса земной коры.

УСЛОВИЯ СУЩЕСТВОВАНИЯ СИСТЕМЫ АКТИВНОЙ ОКРАИНЫ

При рассмотрении системы континентальной окраины, как современной, так и меловой, становится очевидной определяющая роль сейсмофокальных зон как наиболее глубоких структур с аномальной плотностью и жесткостью вещества, устойчиво развивавшихся на границе с океаном. Особенности этих зон, существующее в них напряженное состояние сжатия и повышение сейсмических скоростей надолго сохраняются в коре и мантии и резко выделяют сейсмофокальные зоны в окружающей среде. Именно эти особенности глубинной структуры представляются нам определяющими при проведении современных и древних границ плит. Имеющиеся материалы ГСЗ по современным и меловым структурам показывают возможность использования этого основного критерия при исследованиях ключевых (опорных) районов. Прослеживание границ плит на значительные расстояния возможно по их поверхностным проявлениям.

Анализ тектонических соотношений показывает, что сочетание парных структур вулканических поднятий и терригенных прогибов-желобов отвечает геодинамической обстановке прямого столкновения и субдукции на границе литосферных плит, но отсутствует при их косом относительном перемещении, как это намечается для палеогена. Таким образом, существование системы активной окраины на востоке Азии оказывается непостоянным и соответствует лишь этапам северо-западного перемещения тихоокеанских структур, установленным в поздне меловое и позднекайнозойское время. Со сменой полей напряжений и северным дрейфом Тихоокеанской плиты в палеогене были связаны отмирание структур меловой континентальной окраины в пределах Дальнего Востока, широкое проявление разломообразования как в континентальной, так и в океанической литосфере.

В настоящее время погружение ведущего края Тихоокеанской плиты под континент Евразии фиксируется вплоть до границы верхней и нижней мантии. Достижение погружающейся плитой определенных предельных глубин, невозможность дальнейшего погружения и дислокаций плиты могли вызывать общее сжатие с замыканием задуговых бассейнов и складчатостью, последующую обдукцию литосферного материала на континентальную окраину, а в дальнейшем резкую общую перестройку структур с реорганизацией границ плит. Отмеченная последовательность тектонических событий на континентальной окраине, как кайнозойской, так и меловой, отвечает этим процессам.

Во все этапы развития региона (кайнозойский, позднемезозойский, пермтриасовый) на конвергентной границе плит устанавливаются активное формирование автохтонного "гранитно-метаморфического" слоя и наращение континента. Общая длительность каждого из этапов корообразования может быть оценена порядка 50 млн лет, как об этом можно судить по событиям в Сихотэ-Алине. Глубинные процессы субдукции могли продолжаться дольше, определяя длительное погружение в пределах Западно-Сахалинского прогиба-палеожелоба и его аналогов, а также сохранение напряженного состояния вещества на глубине.

ГЛАВА ВТОРАЯ ВОПРОСЫ СОВРЕМЕННОГО ИЗУЧЕНИЯ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ПАЦИФИКИ

Проведенный анализ геолого-геофизических данных позволяет сравнить различные структуры океанической и континентальной коры, формировавшиеся в последние 100 млн лет. Такое сравнение в ряде случаев дано нами в соответствующих разделах текста. В заключение представляется необходимым подчеркнуть некоторые результаты сравнения, выделить узловые вопросы для дальнейших исследований в океане и на континентальной окраине.

Комплекс структур, образующих Тихоокеанскую плиту, в целом существенно отличается по глубинному строению и характеру магматизма от континентальной плиты Евразии. В пределах Дальнего Востока в девоне, конце перми, позднем мелу и в неоген-четвертичное время возобновлялись активные тектонические и магматические процессы, связанные с конвергентной границей океанической и континентальной плит. При изучении позднемеловых и кайнозойских структур, отвечающих этой границе, выявляются как особенности тектонического процесса в пограничной области, так и черты самих плит, не всегда соответствующие простой физической модели.

Современные данные по Тихоокеанской плите показывают, что она не представляет собой единого жесткого монолита, пассивно перемещавшегося от зоны спрединга. Плита подвержена внутренним деформациям с расслаиванием и образованием напряженного состояния вещества, с его скупиванием в местах концентрации напряжений. Такая неоднородность океанической литосферы подчеркивается обособлением на северо-западе океана разнотипных тектонических элементов: абиссальных плит и их краевых валов, океанических поднятий, наложенных вулканических зон. Особенную подвижность материала с образованием крупных внутриплитных неоднородностей можно предполагать в мезозойское время. Именно в позднем мезозое на северо-западе Тихого океана прослеживается становление структур поднятий Шатского, Хесса, Мид-Пацифик, Обручева с интенсивным скупиванием новообразованного литосферного материала, формированием мощной линзы коровых пород и длительным развитием магматического процесса. В современной краевой части плиты, вблизи конвергентной

границы, тоже выявляются участки концентрации напряжений и тектонического скучивания, создавшего раздувы мощности коры и деформации сжатия на краевых валах. Признаки тектонической расслоенности и глубинных деформаций обнаруживаются при детальном исследовании и в абиссальных частях океанической плиты, наиболее жестких и однородных. Масштабы их проявления пока не ясны.

Процессы внутриплитного магматизма на северо-западе Тихого океана получили чрезвычайно широкое развитие и во многих районах не могут быть объяснены моделью "горячих точек". При их интерпретации в рамках тектоники плит возникли в последние годы идеи о существовании гигантских "горячих полей" в мантии [Зоненшайн, Кузьмин, 1983]. Ясно, однако, что предполагаемый авторами разогрев на глубине, повышение теплового потока и некоторое изменение термического состояния литосферы вызывают и существенное понижение ее жесткости. Развитие магматического процесса повсеместно приводит к определенному повышению мощности коры за счет большого объема изверженного материала, т.е. с проявлениями внутриплитного магматизма связано дальнейшее формирование неоднородностей в океанической литосфере. Именно такое строение с многочисленными неоднородностями и деформациями и было изучено в областях палеоокеанической коры на суше [Тектоника Северной Евразии, 1980].

Полученные данные о характере тихоокеанских структур и достаточной мобильности их материала показывают, что активные деформации могут происходить не только по границам литосферных плит. В результате развития внутриплитных нарушений, по-видимому, становится невозможным и движение плит по строгим геометрическим законам, предполагаемое при всех реконструкциях тектоники плит, при определении их тройных сочленений. Выявление новых границ плит в зонах нарушений, а также ряд модельных расчетов движения плит приводят некоторых авторов к выделению сателлитных плит и "плиточек", близких по размерам к обычным тектоническим структурам. Такие построения, по существу, возвращают нас к известному методу тектонического районирования. Масштаб раздробления океанической коры свидетельствует об относительно небольшой глубинности этого процесса, вряд ли доходящего до подошвы литосферы.

Положение концепции тектоники плит о реологической стратификации верхних слоев Земли для Тихоокеанской плиты остается непроверенным. Расчеты мощности ее литосферы основаны на косвенных признаках [Городницкий и др., 1980]. Прямые данные о наличии астеносферы пока не получены. Только на длинном профиле у Японского желоба обнаружено присутствие слоя пониженной плотности с перепадом скоростей на его границах. Такое разуплотнение вещества и понижение его добротности, по-видимому, должны привести к уменьшению вязкости и к потенциальной возможности деформаций и горизонтальных перемещений в мантии на глубинах более 80 км. Однако сохранение здесь достаточно высоких значений скорости (8,4 км/с) не позволяет однозначно предполагать плавление мантийного материала. Наличие анизотропии и расслоенности противоречит представлению о существовании сплошного астеносферного слоя на этих глубинах. По имеющимся сейсмическим данным скорее намечается соответствие волноводов отдельным пластам мантии с разными физическими свойствами, возможно, с наличием астенолинз. В такой расслоенности верхней мантии Северо-Запада Тихого океана можно предполагать принципиальное сходство с глубинным строением Северной Евразии, отвечающим полиастеносферной модели [Сейсмические..., 1980; Павленкова, 1985]. Сейсмической информации для подобных выводов пока, конечно, недостаточно. Для ее получения необходимо значительное повышение глубинности сейсмических исследований в океане, без которых невозможны ни проверка существующих моделей, ни прогресс в изучении литосферы.

В целом современные данные по Тихоокеанской плите вступают в противो-

речие с представлениями о ее реологических свойствах — большой жесткости и однородности, о первичной стратификации мантии с разделением на литосферу и астеносферу, о движении плиты по строгим геометрическим законам, о гигантских масштабах ее перемещения и поглощения в зоне субдукции. Названные положения требуют серьезного пересмотра и уточнения. В связи с этим представляется сомнительным и целый ряд количественных оценок, предложенных при кинематических построениях.

Особенно существенны неопределенности в характеристике нижних частей Тихоокеанской плиты. Особенности стратификации мантии и природа нижнего ограничения плиты остаются гипотетичными. Приведенные данные ГСЗ о высоких скоростях в верхах мантии северо-западной части плиты могут быть дополнены результатами исследований по сейсмической томографии, характеризующими более глубокие мантийные уровни. Распространение относительно высокоскоростных образований до глубины не менее 150 км [Андерсон, Дзевонский, 1984; Кропоткин и др., 1987] может свидетельствовать об определенной однородности мантийного блока, прослеживающейся на глубины, существенно превышающие предполагаемую мощность литосферы. Поэтому встает вопрос о возможности значительной толщины древней части Тихоокеанской плиты. Высокая плотность материала плиты могла быть создана, по-видимому, в результате длительного действия напряжений сжатия. Именно напряженное состояние сжатия может препятствовать созданию в мантии условий разуплотнения и частичного плавления, отвечающих астеносфере¹.

При обсуждении реологических и плотностных свойств океанической коры в настоящее время уже могут быть привлечены и геологические данные. Проведенное нами специальное изучение магматических пород на северо-западе океана показало зависимость их состава от типов тектонических структур: абиссальных плит, океанических поднятий и наложенных вулканических зон. Все изученные магматические проявления типичны для океана. Нигде за пределами области ледового разноса нами не были встречены континентальные породы, несмотря на обилие драгированного каменного материала. Проведение ступенчатых драгировок на поднятиях и абиссальных структурах позволяет дать геологическую характеристику коровых разрезов мощностью до 2,5—3 км. В зоне Императорского разлома изучен ненарушенный разрез всего II океанического слоя и самых верхов III слоя. В случае нарушения разрезов с разломов Нова и Кларинг были получены породы нижних частей III слоя и верхов мантии. Сопоставление результатов драгирования и ГСЗ по опорным разрезам Императорскому и Хесса дает возможность обоснованно судить о вещественном составе океанической коры. При этом подтверждается соответствие океанических разрезов офиолитовой ассоциации, характеризующей палеоокеаническую кору, включенную ныне в состав континента. Дальнейшее изучение абиссальных разрезов, сравнение их с опорным Императорским разрезом приведут к выяснению как характера вариаций состава толеитовых серий в Тихом океане, так и распространенности внутренних нарушений в коре. Постановка комплексных исследований на опорных океанических разрезах показывает перспективность продолжения подобных работ с изучением тонкой структуры коры сейсмическими методами, с более детальным сопоставлением данных драгирования, ГСЗ и МОВ ОГТ.

До недавнего времени неоднократно поднимался вопрос о наличии участков континентальной коры в океане — на валу Зенкевича, на поднятиях Шатского

¹ Допустимо и другое объяснение высокой плотности мантийных пород, связанное с особенностями их состава, определяемого значительной деплетированностью мантии. В этом случае особенности мантии также могут препятствовать ее плавлению на глубинах, отвечающих астеносфере. Если же относительно высокие скорости в мантии определяются холодным состоянием ее вещества, то и в этом случае, по-видимому, можно предполагать условия, не благоприятные для частичного плавления.

и Хесса. Проведенные сейсмические работы показывают типично океанический характер разреза коры этих структур, несмотря на повышение ее мощности. Обнаружение пород типа абиссальных толентов и щелочных базальтоидов во II слое поднятий подтверждает сейсмические данные. При дальнейшем изучении магматических серий важно обратить специальное внимание на различия пород древних океанических поднятий и наложенных вулканических зон, признаки их дифференцированности и длительности формирования, на геофизические доказательства наличия или отсутствия магматических камер под вулканами. Аномальность строения поднятий Шатского, Хесса и др. имеет большой тектонический смысл и заслуживает пристального внимания. Когда возникло на поднятиях отмеченное утолщение коры? Каков вклад магматического процесса в его образование? Какова роль предшествовавшего тектонического скупивания? Насколько сохраняются в современной структуре древние напряжения в литосфере поднятий? По имеющимся данным явление сжатия и скупивания материала представляется ведущим в формировании поднятий. Но это предположение, несомненно, нуждается в дополнительной проверке с постановкой специальных исследований ГСЗ и МОВ ОГТ. Для выяснения более поздней динамики поднятий здесь необходимо проведение также площадных съемок методом НСП и сейсмостратиграфических работ. Особенно интересны для изучения разломные ограничения поднятий, отделяющие их от абиссальных структур со стандартным разрезом океанической коры.

Характеристика дислокаций в океанической коре может базироваться сейчас на сравнении данных по опорным коровым разрезам и по нарушенным разрезам, таким, как Кларин, Меррей и др. Для выявления реальной картины нарушений необходима постановка геологосъемочных работ на океанических полигонах. Первые результаты, полученные на разломе Кларин, позволяют рекомендовать здесь выбор нескольких полигонов для постановки картирования и исследования тонкой структуры коры методами ГСЗ и МОВ ОГТ. Отработка геолого-геофизических полигонов на абиссальной плите, краевом валу и в пределах древних поднятий позволит сравнить зоны концентрации напряжений внутри Тихоокеанской плиты. За основу всех сопоставлений должны быть приняты типовые океанические разрезы (Хесса, Императорский), изученные на конкретных участках с возможной степенью детальности. При воссоздании общей картины дислокаций существенным представляется выделение ранних событий, захватывавших еще пластичную океаническую литосферу, и более поздних хрупких нарушений. Для суждения о современном состоянии литосферы необходимы специальные эксперименты по изучению анизотропии, по обнаружению глубинных горизонтов, аномальных по скоростным характеристикам и другим особенностям физических полей.

Специфичность океанического корообразования и преобразования в разных структурных зонах должна быть учтена при построении реалистической модели этого процесса. Наличие внутриплитных дислокаций в океанической литосфере и ее интенсивная нарушенность на конвергентной границе не позволяют точно подсчитать площадь океанического дна, созданного на западе Тихого океана за время от юры до кайнозоя. Картина наращивания и скупивания океанической коры в мезозое была достаточно сложной. С маастрихтского времени после спокойной магнитной эпохи можно предполагать последовательное наращивание Тихоокеанской плиты на запад от Восточно-Тихоокеанского поднятия [Heezen, Fognati, 1975; и др.]. На участке между разломами Кларин и Клиппертон на основе биостратиграфических определений скорость спрединга оценена в 6—9 см/год [Initial..., 1973, vol. 16]. Ширина области приращивания коры за 110 млн лет между скв. 164 и устьем Калифорнийского залива составляет 5300 км, что может характеризовать значительную активность на дивергентной границе плит.

Евразийская плита значительно лучше изучена. Установлены ее гетерогенность и одновременное формирование континентальной коры [Тектоника Северной Евразии, 1980]. Направленность преобразования океанической коры в континентальную достаточно подтверждена в результате изучения древних складчатых областей. В итоге этих преобразований создаются коровые массы с положительной плавучестью, которые, по-видимому, уже не могут быть погружены глубоко в мантию [Ле Пишон и др., 1977; Кропоткин, 1985]. Процессы химической дифференциации литосферного материала, приводящие к образованию пород "гранитного" слоя, обогащенных кремнекислотой, очевидно, необратимы: при последующем метаморфизме и частичном плавлении возможно только еще большее усиление дифференциации в системе кора—мантия [Рингвуд, 1981]. Последовательное наращивание континентальной коры с раннепротерозойского по настоящее время можно наблюдать в структурах Дальнего Востока — от Северо-Китайской платформы к Туманган-Суйфунской зоне, Приморью и, наконец, к районам Сахалина и Курил.

Вместе с тем масштабы роста континентальных площадей на периферии Тихого океана оказываются весьма ограниченными, а влияние деструктивных процессов существенным. Этапы разрушения структур и грабенообразования в пределах юга Приморья и на п-ове Корея намечаются в начале палеозоя, в конце триаса—начале юры, в середине мела и в кайнозойское время. Ареной их проявления были все те же участки континентальной окраины. В целом в течение многих сотен миллионов лет (возможно, до 1,6 млрд лет) окраина континента в районе Приморья и Японии, по-видимому, не перемещалась более чем на 1000 км в сторону океана. Такое почти "фиксированное" положение края континентальной плиты, неоднократное проявление деструкции примерно на одних участках представляют весьма существенные факты [Пушаровский, 1972, 1986б]. Мобильной Тихоокеанской плите противопоставляется весьма стабильный, инертный край Евразийского континента.

В целом материковые районы Дальнего Востока обладают зрелой континентальной корой, созданной уже к концу мелового времени. Сопоставление профилей ГСЗ, отработанных в Приморье, показывает сходство в глубинном строении разновозрастных зон. Кора здесь является весьма высокоскоростной; ее средняя мощность (35 км) меньше, чем во внутренних частях Евразии. Сейсмический разрез по профилю Спасск—Тадуши, по-видимому, может быть использован как типовой для зрелой континентальной коры востока Азии. Такая кора а) создается, вероятно, в результате конструктивного процесса роста "гранитно-метаморфического" слоя и повышения общей мощности, происходящих на континентальной окраине; б) подвержена деструкции, происходящей в окраинных морях.

Система активной континентальной окраины Восточной Азии глубоководный желоб — островная дуга — окраинное море представляет сложное сочетание структурных элементов с присутствием участков роста и разрушения "гранитно-метаморфического" слоя. В результате проведенного сравнительного анализа найдены мезозойские аналоги современных структур (см. выше). На основе изучения тектонотипов показано сходство в последовательности тектонических событий мела и кайнозоя в зоне, пограничной с океаном. Вначале корообразование проявлялось в сжатии и скучивании материала, отмеченном выше для внутренних районов Приморья (ранний мел) и Восточного Сахалина (начало палеогена). Позднее следовали деструкция и раздвиг в коре, особенно хорошо изученные на примере Японского моря (зоцен—начало олигоцена). Они отвечали перестройке границы плит, смещенной в сторону океана. Над новой зоной субдукции начинались генерация большого объема известково-щелочных магм и активное корообразование, как это установлено в меловых структурах востока Сихотэ-Алиня и в позднекайнозойских островодужных зонах. На начальном этапе развития такое автохтонное корообразование локализовалось

в зоне островных дуг (как альб-сеноманских, так и неоген-четвертичных), а впоследствии распространялось на значительные площади, что приводило к наращиванию Азиатского материка (поздний мел). По мере консолидации континентальной коры деформации сжатия захватывали и участки океанической плиты перед зоной субдукции, вызывая образование краевых валов, взламывание коры и ее обдукцию на континентальную окраину (маастрихт). На востоке Сахалина и Хоккайдо эти события привели к последующему аллохтонному формированию "гранитно-метаморфического" слоя (начало палеогена). В зонах кайнозойского корообразования этот процесс еще далеко не закончен. Эмпирически установленная последовательность событий на востоке Азии, ее повторение в мелу и кайнозое дают основу для построения реалистической модели континентального корообразования.

Повсеместное наличие зрелой континентальной коры в Евразии, ее современное образование на активной окраине позволяют провести здесь специальное изучение строения и истории становления "гранитно-метаморфического" слоя. В работе на примере тектонотипов были представлены структуры с различными способами формирования этого слоя, происходящего автохтонным (в вулканических поднятиях над зоной субдукции) и аллохтонным (в зоне обдукции перед фронтом желобов) путем. Насколько верны предположения о создании "гранитно-метаморфического" слоя за счет обдукции и в основном механического преобразования литосферного материала? Представлен ли он в типичном виде? Сходен ли такой "гранитный" слой с тем, что формируется над зонами субдукции за счет химической дифференциации глубинного вещества? При разработке этих вопросов особое внимание следует обратить на структуры Центрального Хоккайдо, где образования "гранитного" и "базальтового" слоев выведены на поверхность и обнажаются соответственно в осевой части пояса Хидака и вдоль фронтального надвига. С последним связана корневая зона офиолитовых покровов, изученная пока еще недостаточно. Она отвечает, несомненно, важной структурной границе (сутуре?). Возможно ли сопоставление этой зоны со структурами, отвечающими Восточно-Сахалинской и Восточно-Курильской магнитным аномалиям? Какая из границ является более существенной: корневая зона, связанная с обдукцией, или зона палеожелобов (Западно-Сахалинского, Исикари), связанная, вероятно, с субдукцией океанической плиты? На современном уровне изученности зона субдукции представляется более важной и как граница океанической и континентальной плит, и как область продолжительной магмогенерации.

Прекрасный объект для исследования магматизма и корообразования над зоной субдукции представляют структуры Курило-Камчатской дуги и востока Сихотэ-Алиня, в которых формирование "гранитно-метаморфического" слоя в различной степени продвинуто и представлено в разных своих стадиях. Этапы последовательного роста "гранитного" слоя были намечены при характеристике разных участков Большой Курильской гряды. Им отвечают: Центральные Курильские острова—Южные и Северные Курилы—фланговые части дуги в пределах Камчатки и Хоккайдо. Данных по глубинному строению этих отрезков дуги пока недостаточно. Вообще разрезы коры в пределах самой дуги изучены очень неполно. Какова здесь тонкая структура коры? Можно ли рассматривать сравнительно низкоскоростной слой в кровле коры как "гранитный"? Как этот слой отличается от зрелого "гранитного" слоя по своим физическим свойствам? Каково строение подкоровых слоев в зоне магмовыведения и магмогенерации? Сейсмические исследования зрелой континентальной коры на Дальнем Востоке также недостаточны. При их дальнейшем развитии обязательным условием представляется повышение детальности для верного сопоставления с геологическими данными и характеристики корообразующих процессов. При этом предполагается выбор и изучение такого разреза в Сихотэ-Алине, который в дальнейшем был бы использован как типовой для зрелой континентальной коры. Специального внимания

требует вопрос: насколько сохраняет зрелая кора особенности своего первоначального строения и состава?

Вопросы образования островодужных андезитовых магм и их связи с субдукцией ставились на всех этапах исследования континентальных окраин. Однако ответы на них все еще не выходят из области предположений. Обсуждение реологических свойств погружающейся плиты, ее деформаций и явления дегидратации, связи с субдукцией андезитового магматизма ведется с использованием большого количества моделей, касающихся разных сторон процесса [Ушаков, Галушкин, 1979; Теркот, Шуберт, 1985]. Геологических данных оказывается пока недостаточно для выбора наиболее реалистических моделей. Для существенного прогресса в исследовании магмообразования необходимо получение принципиально новых материалов — геофизических, геологических и петрологических. При всех модельных построениях важнейшим критерием представляется, по нашему мнению, сопоставление данных по кайнозойским и меловым вулканическим зонам континентальной окраины.

Анализ тектонических соотношений на конвергентной границе плит показывает постоянное сочетание парных структур вулканических поднятий и терригенных прогибов-желобов. Такое сочетание структур отвечает геодинамической обстановке столкновения литосферных плит и отсутствует при их косом относительном перемещении. При рассмотрении Курило-Камчатского желоба и вала Зенкевича в них был отмечен ряд признаков сжатия. Данных, однако, недостаточно. Для изучения тектонических форм в коре желоба необходимо продолжение сейсмопрофилирования МОВ ОГТ. Для характеристики напряженного состояния среды важны анализ скоростных разрезов и выяснение зависимости в изменении сейсмических скоростей от характера напряжений, а также получение данных по анизотропии в коре и мантии под островной дугой—желобом—окраинным валом и их палеоаналогами. Исследования современной сейсмичности определенно характеризуют обстановку субгоризонтального сжатия на конвергентной границе; поперечная ориентировка напряжений на всех отрезках Курило-Камчатской зоны свидетельствует об активности перемещения ведущего края континентальной плиты.

Комплекс данных позволяет считать фокальную зону единым телом, наклонным под островную дугу и определенно обособленным в окружающей среде. Представляет ли она только зону столкновения океанической и континентальной литосфер с характерным напряженным состоянием среды, повышением ее плотности и добротности? Или погруженную литосферную плиту? Последнее предположение представляется справедливым. Однако совершенно не ясны характер внутренних напряжений в погружающейся плите, масштабы ее поглощения в мантии. Определяющая роль в зоне субдукции, очевидно, может принадлежать не столько погружению жесткой и однородной плиты, сколько ее внутренним деформациям, создающим уплотнение и напряженное состояние материала, их вариации внутри погружающейся плиты. Но предположение, конечно, нуждается в серьезной проверке. Существенную помощь при этом может оказать изучение тектонического строения палеосейсмофокальных зон. Важнейшими вопросами для будущих исследований являются оценки сокращения площади и объема погружающейся плиты в результате дислокаций, а также глубины ее проникновения в мантию.

Выяснение геодинамических обстановок на континентальной окраине предполагает и четкое определение роли деструктивных структур и процессов на востоке Азии. В задуговых зонах Японского и Охотского морей фиксируются местами современные проявления деструкции коры. Они отмечались выше для троговых участков северо-восточного простирания, в частности на юге Татарского пролива. Район Татарского пролива уже покрыт сетью галсов с сейсмопрофилированием МОВ ОГТ. Данные ГСЗ показывают сложное строение коры

на этом участке. Дальнейшее исследование тонкой структуры коры позволит судить о характере ее разрушения. Происходит ли раздвиг коры по подошве "гранитного" слоя или на более глубоких уровнях? Сохраняются ли на глубине реликты "гранитного" слоя? Какова роль новообразования коры в ходе раздвигания? Сходны ли сейсмические характеристики для Татарского пролива и впадины Дерюгина в Охотском море? Каковы особенности мантии в зонах деструкции и общая глубинность этого процесса? Каковы специфические черты Алеутской котловины? Какие особенности коры могут служить доказательством ее отчленения от океана?

Современные данные по Японскому морю уже позволяют судить об общем ходе разрушения "гранитно-метаморфического" слоя с его утонением, растрескиванием и последующим раздвижением, в результате которого создаются участки с "безгранитной" корой и микроконтиненты типа Ямато и Японии. Для дальнейшей конкретизации этапов этого процесса необходимо сравнительное изучение намеченного в работе ряда структур: континентальной коры Приморья—кайнозойских грабенов на континенте и Восточном Сахалине—грабенообразных прогибов Центральноохотского свода—фланговых трогов Центральнояпономорской котловины и впадины Дерюгина—котловины Хонсю—Центральнояпономорской и Южно-Охотской котловин. Существенное значение имеют признаки начинающегося замыкания задуговых зон. Для обоснованного суждения о ходе процесса в окраинных морях, о роли в нем магматических проявлений необходимо также более детальное сравнение коровых разрезов в котловинах с разрезами океана и "базальтового" слоя на континенте. Типовой разрез для зон деструкции может быть выбран и исследован в Центральнояпономорской котловине.

Проведенная корреляция событий и сравнение геологических реперов по разные стороны от конвергентной границы дают предварительную оценку взаимных перемещений океанической и континентальной плит. В пределах плит намечается как синхронность основных структурных перестроек, так и совпадение полей напряжений со встречным перемещением структур океана и континентальной окраины и признаками их столкновения. Эти структурные особенности, заключения об источниках сноса материала, сравнение данных о палеоширотах тихоокеанских и азиатских структур показывают ограниченность их взаимных перемещений в кайнозойское время — порядка 10° по широте. Такое заключение, несомненно, нуждается в проверке со сбором дополнительных палеоэкологических и биостратиграфических данных. Вместе с тем уже сейчас намечается определенное соответствие между величиной поглощения океанической плиты в зоне субдукции, кайнозойским перемещением плиты по отношению к Курилам и Японии и раздвижением в задуговой зоне Японского моря. Ограниченности перемещений Тихоокеанской плиты и поглощения ее в зоне субдукции отвечают и ограниченные масштабы магмогенерации и роста "гранитного" слоя на активной окраине Азии, определившие значительную устойчивость границы континент—океан в мел-кайнозойское время (возможно, и в течение всего фанерозоя).

Существование системы активной окраины по границе континент—океан оказывается непостоянным и соответствует лишь этапам встречного перемещения Тихоокеанской и Евразийской плит. Изучение тектоники пограничной зоны на других этапах развития, а также перестроек этой зоны с заложением и отмиранием структур активной окраины представляет важнейшую задачу будущих исследований. Предполагаемая связь реорганизации границ плит с достижением зоной субдукции предельных глубин и степени деформаций может быть положена в основу рабочей гипотезы развития и преобразования системы структур активной окраины. Данные о длительной устойчивости этой системы и ее перестройках, полученные для Северо-Восточной Азии, представляют важные

геологические свидетельства длительного действия и перестроек системы конвекции. Первостепенное значение имеет факт приуроченности конвергентной границы плит к районам северо-восточной окраины Азии в течение всего фанерозоя.

Как показано выше, в ходе современных исследований выявляются и блестящие подтверждения, и серьезные противоречия с модельными построениями тектоники плит. Намечается необходимость определенной модернизации этой концепции. Встают вопросы дальнейших специальных исследований особенностей как внутренних частей плит, так и систем структур на их конвергентной границе. Постановка будущих геолого-геофизических работ может быть проведена в районе тектонотипов, рассмотренных в работе. Выбор тектонотипов представляется целесообразным именно в области молодого корообразования — сравнительно слабо тектонизированной, с четкой зональностью, с сохранением особенностей поверхностного и глубинного строения, с присутствием тектонических элементов, находящихся на разных стадиях развития конструктивных и деструктивных процессов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сопоставление геологических, петрологических и геофизических материалов позволяет в настоящее время дать взаимосвязанный анализ развития структур океана и континентальной окраины в пределах Северо-Западной Пацифики.

Проведение типизации структур древней части Тихоокеанской плиты, изучение их опорных разрезов приводит к выводу о специфике абиссальных участков океана, древних океанических поднятий и наложенных вулканических зон как по их глубинному строению, так и по характеру магматизма. Существование разнотипных структур в океанической литосфере, образование внутриплитных дислокаций с дифференциальным перемещением и глубинным расслаиванием вещества определили значительную неоднородность Тихоокеанской плиты, еще усилившуюся в результате проявления молодого внутриплитного магматизма.

Сравнение геологических реперов, выбранных в океане и на континентальной окраине, позволяет дать оценку их взаимных перемещений в кайнозое — порядка 1000—1500 км в субмеридиональном направлении. Такие масштабы перемещений плит оказываются сопоставимыми с шириной поглощенных частей океанической плиты, с масштабами раздвижения в окраинных морях на ведущем континентальном крае.

В целом анализ данных по Тихоокеанской плите позволяет судить о неоднородности прочностных свойств ее материала; о сложной расслоенности мантии и возможном отсутствии четкой реологической стратификации; об определенной ограниченности горизонтальных перемещений относительно континентальной плиты Евразии.

Для системы Азиатской континентальной окраины установлены сочетание явлений роста и раздробления континентальной коры, их неоднократное повторение в близких территориально зонах. На основе совместного анализа структур позднемезозойской и кайнозойской активной окраины выявлено близкое сходство их строения и последовательности развития. Перестройки границ плит на временных рубежах 100—110 и 25—30 млн лет назад приводили к заложению новой зоны субдукции и всей системы активной окраины. Генерация и подъем островодужных магм и флюидов, местами скупивание корового материала создавали породы "гранитно-метаморфического" слоя; общее сжатие в области столкновения плит неизменно приводило к ускорению процесса, замыканию окраинных задуговых бассейнов и формированию зрелой континентальной коры. Последующее сжатие и скупивание в океанической плите вызывали обдукцию материала на континентальную окраину и далее генерацию "гранитно-метаморфического" слоя. Спад активности в области столкновения плит сопровождался отмиранием структур активной окраины. Достижение погружающейся плитой предельных глубин приводило, возможно, к новой перестройке границ плит.

Для важнейших тектонических событий и смены полей напряжений в океане и на континентальной окраине выявлена достаточно четкая корреляция. С ускорени-

ем океанического спрединга в середине мела оказались связанными как внутренние деформации тихоокеанской литосферы, так и интенсификация субдукции и магмогенерация на конвергентной границе плит. Существование системы активной окраины на востоке Азии соответствует этапам северо-западного перемещения тихоокеанских структур, установленным в поздне меловое и позднекайнозойское время. Со сменой полей напряжений и северным дрейфом Тихоокеанской плиты в палеогене были связаны отмирание структур меловой континентальной окраины, проявление разломообразования как в континентальной, так и в океанической коре.

Проведение корреляции и установление соотношений структур в области конвергентной границы выявляют для последних 100 млн лет преимущественно условия сжатия при активном встречном движении и столкновении океанической и континентальной литосфер, определившие характер всех тектонических нарушений позднего мела и позднего кайнозоя, особенности современной сейсмичности, значительное уплотнение среды в сейсмофокальной зоне, скучивание в пределах краевых валов, замыкание окраинных бассейнов и общее сокращение площади структурных зон, расслаивание и напряженное состояние литосферного материала.

Установленная ограниченность перемещений Тихоокеанской плиты относительно континента, ее внутренние нарушения и обдукция обусловили ограниченные масштабы субдукции плиты глубже зоны столкновения. Соответственно ограниченным было проявление андезитового магматизма и роста континентальной коры, что определило и относительную устойчивость границы континент—океан в Северо-Западной Пацифике. Именно с устойчивостью этой границы было связано длительное развитие Тихоокеанского пояса земной коры.

Регион Северо-Западной Пацифики представляет собой прекрасный полигон для дальнейшей разработки проблемы соотношений континента и океана. Проведенный выбор тектонотипов позволяет наметить здесь опорные участки для геологических работ, постановки сейсмического эксперимента и других геофизических исследований. Задачи этих исследований касаются характеристики как глобальных структур литосферных плит, так и их основных элементов, выявляющихся уже достаточно определенно.

ЛИТЕРАТУРА

- Аблаев А.Г.* Позднемеловая флора Восточного Сихотэ-Алиня и ее значение для стратиграфии. Новосибирск: Наука, 1974. 180 с.
- Аблаев А.Г., Коновалов В.П., Красилов В.А.* О возрасте Сихотэ-Алиня // Докл. АН СССР. 1972. Т. 207, № 3. С. 665—668.
- Аверьянова В.Н.* Глубинная сейсмоструктура островных дуг (северо-запад Тихого океана). М.: Наука, 1975. 220 с.
- Агапова Г.В., Удинцев Г.Б.* Зоны дробления дна Тихого океана // Геоморфология. 1973. № 2. С. 35—40.
- Агентов В.Б., Дворянкин А.И., Кобылянский Ю.Г.* и др. Формационное расчленение и петрохимические особенности вулканогенных образований Охотско-Чукотского пояса // Сов. геология. 1978. № 7. С. 78—92.
- Айзекс Б., Оливер Дж., Сайкс Л.* Сейсмология и новая глобальная тектоника // Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974. С. 133—179.
- Алексеев Б.В., Жильцов А.Г., Суворов А.А., Куликов А.А.* Новые данные о глубинном строении земной коры в районе южных Курильских островов // Геология и геофизика. 1972. № 4. С. 107—114.
- Андерсон Д.А., Дзевонский А.М.* Сейсмическая томография // В мире науки. 1984. № 12. С. 16—25.
- Аносов Г.И., Балеста С.Т., Утнасин В.К.* Особенности сейсмических моделей земной коры под вулканами // Вулканизм и геодинамика. М.: Наука, 1977. С. 115—122.
- Антипов М.П.* Тектоника неоген-четвертичного осадочного чехла дна Японского моря. М.: Наука, 1986. 160 с.
- Аоки Х., Цуци Р.* Геология подводной горы Эримо // Геология Мирового океана: 27-й МГК: Доклады. М.: Наука, 1984. Т. 6, ч. 1. С. 100—104.
- Аргентов В.В., Гнибиденко Г.С., Попов А.А., Потатьев С.В.* Глубинное строение Приморья (по данным ГСЗ). М.: Наука, 1976. 90 с.
- Атлас карт сейсмической сотрясаемости территории СССР. М.: ТГУЦР, 1979.
- Ахметьев М.А.* К вопросу о границе между палеогеновой и неогеновой системами на Дальнем Востоке // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1965. № 12. С. 67—78.
- Ахметьев М.А.* О климатических флюктуациях в палеогене и неогене в средних и высоких широтах земного шара (по палеоботаническим данным) // Палеонтология. Морская геология: XXV МГК: Доклады. М.: Наука, 1976. С. 138—146.
- Баженов М.Л., Буртман В.С., Шахмендян К.В.* Палеомагнетизм верхнемеловых пород о. Шикотан (Малая Курильская гряда) // Геомагнитное поле в фанерозое: Тез. докл. III Дальневост. семинара по палеомагнетизму. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1984. С. 59—60.
- Балакина Л.М.* Механизм очага Монеронского землетрясения и его сильнейших афтершоков // Сейсмичность и глубинное строение Сибири и Дальнего Востока. Владивосток, 1976. С. 88—93.
- Балакина Л.М.* Ориентация напряжений в очагах землетрясений Тихоокеанского сейсмического пояса и и гипотеза тектоники плит // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1979а. № 5. С. 16—30.
- Балакина Л.М.* Ориентация разрывов и подвижек в очагах сильных землетрясений северной и северо-западной частей Тихого океана // Там же. 1979б. № 4. С. 43—52.
- Балакина Л.М.* Механизм очагов промежуточных землетрясений в Курило-Камчатской фокальной зоне // Там же. 1981. № 8. С. 3—24.
- Балакина Л.М.* Землетрясения Тихого океана: (Пространственное расположение и процессы в очагах) // Геотектоника. 1983. № 5. С. 20—37.
- Балакина Л.М., Голубева Н.В.* Особенности механизма очагов глубоких землетрясений Японского и Охотского морей // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1979. № 9. С. 3—21.
- Балашов Ю.А.* Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 266 с.
- Балеста С.Т.* Строение земной коры и магматические очаги областей современного вулканизма Камчатки по геофизическим данным // Геофизика: 27-й МГК: Доклады. М.: Наука, 1984. Т. 8. С. 126—134.
- Безверхний В.Л.* Геологическое строение и дочетвертичная история развития шельфа и материкового склона Японского моря у берегов юго-восточного Приморья: Автореф.

- дис.... канд. геол.-минерал. наук. Владивосток, 1981. 20 с.
- Безверхний В.Л.** О зоне перехода от Сихотэ-Алиния к Японскому морю и ее тектонических гомологах в северной части Тихоокеанского подвижного пояса // Геофизические исследования тихоокеанских активных окраин. Владивосток: ТОИ ДВНЦ АН СССР, 1983. С. 62—80.
- Белоусов В.В.** Земная кора и верхняя мантия океанов. М.: Наука, 1968. 255 с.
- Белый В.Ф.** Вулканические формации и стратиграфия северной части Охотско-Чукотского пояса. М.: Наука, 1969. 176 с.
- Белый В.Ф.** Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1977. 172 с.
- Белый В.Ф.** Формации и тектоника Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1978. 213 с.
- Берсенева И.И.** Происхождение впадины Японского моря // Глубинная структура Дальневосточных морей и островных дуг. Южно-Сахалинск, 1972. С. 40—46. (Тр. СахКНИИ ДВНЦ АН СССР; Вып. 33).
- Берсенева И.И., Безверхний В.Л., Леликов Е.П.** и др. Геологическое строение дна Японского моря: В 3 ч. Препр. ТОИ ДВНЦ АН СССР Владивосток, 1983. 135 с.
- Берсенева И.И., Леликов Е.П.** Геологическая карта Японского моря // Природа. 1979. N 8. С. 74—79.
- Берсенева И.И., Липкин Ю.С., Пущин И.К., Липкина М.И.** Геологическое строение материкового склона Японского моря у побережья Южного Приморья // Вопросы геологии и геофизики окраинных морей северозападной части Тихого океана. Владивосток: ТОИ ДВНЦ АН СССР, 1974. С. 56—68.
- Богданов Н.А., Непрочнов Ю.П.** Геология глубоководных впадин Берингова моря // История и происхождение окраинных и внутренних морей: 27-й МГК: Доклады. М.: Наука, 1984. Т. 6, ч. 2. С. 4—11.
- Болдырев С.А.** О верхней границе распространения очагов фокальной зоны Курило-Камчатских землетрясений // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1981. N 4. С. 25—32.
- Болдырев С.А.** Сейсмологические характеристики мантийных неоднородностей океанических структур: Автореф. дис.... д-ра геол.-минерал. наук. М., 1985. 31 с.
- Болдырев С.А., Кац С.А.** Трехмерная скоростная модель верхней мантии переходной зоны от Тихого океана к Азиатскому континенту // Вулканология и сейсмология. 1982. N 2. С. 80—95.
- Болдырев С.А., Пивоварова Н.Б., Славина Л.Б.** Трехмерное поле скорости и анизотропия зоны Беньюфа—Заварицкого у побережья Камчатки // Новые данные о строении коры и верхней мантии Курило-Камчатского и Японского регионов. Владивосток: СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1978. С. 100—110.
- Бондаренко Б.А., Гаркаленко И.А., Журавлев А.В.** и др. Новые данные о глубинном строении земной коры Курило-Камчатского желоба // Докл. АН СССР. 1977. Т. 234, N 1. С. 1462—1467.
- Брагин Н.Ю.** Биостратиграфия триасовых отложений Южного Сахалина // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. N 4. С. 61—75.
- Васильев Б.И.** Предварительные данные драгирования на подводной возвышенности Обручева: Тихий океан // Тихоокеан. геология. 1982. N 5. С. 96—99.
- Васильев Б.И., Жильцов Э.Г., Суворов А.А.** Геологическое строение юго-западной части Курильской системы дуга—желоб. М.: Наука, 1979. 107 с.
- Васильев Б.И., Карп Б.Я., Строев П.А., Шевалдин Ю.В.** Строение подводной возвышенности Ямато (Японское море) по геофизическим данным. М.: Изд-во МГУ, 1975. 98 с.
- Васильев Б.И., Подгорова Д.И., Скорикова М.Ф.** Вещественный состав и физические свойства базальтов вала Зенкевича (Тихий океан) // Докл. АН СССР. 1977. Т. 236. N 3. С. 700—704.
- Васильковский Н.П.** Еще раз о происхождении Японского моря // Вопросы геологии дна Японского моря. Владивосток: ТОИ ДВНЦ АН СССР, 1973. С. 9—14.
- Верещагин В.Н.** Меловая система Дальнего Востока: Автореф. дис.... д-ра геол.-минерал. наук. Л., 1971. 30 с.
- Ветренников В.В.** Особенности вулканизма, тектоники и оруденения окраинно-материковых вулканических поясов. М.: Недра, 1976. 156 с.
- Винклер Г.** Генезис метаморфических пород. М.: Недра, 1979. 328 с.
- Виноградов В.И., Григорьев В.С., Покровский Б.Г.** $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и ^{18}O в породах Курило-Камчатской островной дуги // Тез. докл. 27-го МГК. Секция 10, 11. М.: Наука, 1984. Т. 5. С. 428—429.
- Вулканические пояса востока Азии: (Геология и металлогения).** М.: Наука, 1984. 504 с.
- Гаврилов В.К., Соловьева Н.А.** Вулканогенно-осадочные формации геантиклинальных поднятий Малых и Больших Курил. Новосибирск: Наука, 1973. 152 с.
- Гаврилов В.К., Соловьева Н.А.** Палеоаналоги океанических базальтов в палеозойско-мезозойских комплексах Сахалина и Японии // Докл. АН СССР. 1982. Т. 263. N 2. С. 392—395.
- Гайнанов А.Г., Строев П.А., Федынский В.В.** Гравитационное поле и строение земной коры Тихого океана // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1974. N 5. С. 5—19.
- Гальцев-Безюк С.Д., Меланхолина Е.Н., Рождественский В.С.** Тектоника Сахалина // Общие и региональные проблемы тектоники Тихоокеанского пояса. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1974. С. 72—88.
- Гальцев-Безюк С.Д., Сычев П.М.** О характере сочленения структур Татарского пролива и Западно-Сахалинского антиклинория // Геология и геофизика. 1963. N 3. С. 132—134.
- Гатинский Ю.Г.** Связь геодинамики континентальных окраин Юго-Восточной Азии с развитием океанов // Геология Мирового океана: 27-й МГК: Доклады. М.: Наука, 1984. Т. 6, ч. 1. С. 89—95.

- Геологическая карта Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана, масштаб 1:10000000. М.: Мингео СССР; ВСЕГЕИ; НИИГА, 1970.
- Геологические исследования в окраинных морях северо-западной части Тихого океана. Владивосток: ТОИ ДВНЦ АН СССР, 1977. 171 с.
- Геологическое развитие Японских островов. М.: Мир, 1968. 720 с.
- Геологическое строение Северо-Восточной Кореи и юга Приморья. М.: Наука, 1966. 306 с.
- Геология Кореи. М.: Недра, 1964. 264 с.
- Геология СССР. Т. 19. Хабаровский край и Амурская область. М.: Недра, 1966. Ч. 1. 736 с.
- Геология СССР. Т. 31. Камчатка, Курильские и Командорские острова. М.: Недра, 1964. Ч. 1. 733 с.
- Геология СССР. Т. 32. Приморский край. М.: Недра, 1969. Ч. 1. 696 с.
- Геология СССР. Т. 33. Остров Сахалин. М.: Недра, 1970. Ч. 1. 432 с.
- Геофизика дна Тихого океана. М.: Наука, 1974. 192 с.
- Гладенков Ю.Б. Комплексы моллюсков из третичных толщ Командорских островов // Докл. АН СССР. 1984. Т. 274, N 3. С. 678—680.
- Гладенков Ю.Б., Маргулис Л.С., Савицкий В.О., Шанцер А.Е. Корреляция геологических событий позднего миоцена—плиоцена северо-запада Тихоокеанского пояса // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. N 9. С. 5—19.
- Глубинное сейсмическое зондирование земной коры Сахалино-Хоккайдо-Приморской зоны. М.: Наука, 1971. 286 с.
- Глубинное строение, магматизм и металлогения Тихоокеанских вулканических поясов: Крат. тез. Всесоюз. симпозиум. Владивосток, 1976. 518 с.
- Гнибиденко Г.С., Аносов Г.И., Аргентов В.В. и др. Тектоника северо-западной части Тихого океана. М.: Наука, 1983. 118 с.
- Гнибиденко Г.С., Быкова Т.Г., Веселов О.В. и др. Тектоника Курило-Камчатского глубоководного желоба. М.: Наука, 1980. 180 с.
- Говоров И.Н., Илупин И.П., Харьков А.Д. и др. Геохимия глубинных вулканических пород и ксенолитов. М.: Наука, 1980. 332 с.
- Головинский В.И. Тектоника Тихого океана. М.: Недра, 1985. 198 с.
- Голозубов В.В., Мельников Н.Г. Тектоника геосинклинальных комплексов Южного Сихотэ-Алия. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986. 126 с.
- Голубева Э.Д. Геохимия кайнозойских базальтовых серий юга Дальнего Востока // Вулкано-плутонические ассоциации зоны перехода от континента к океану. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1979. С. 37—64.
- Городницкий А.М., Лукьянов С.В., Сузюмов А.Е. Аномальное магнитное поле северо-западной части Тихого океана и его связь с тектоническим развитием региона // Проблемы морских электромагнитных исследований. М.: ИЗМИРАН СССР, 1980. С. 46—66.
- Горшков Г.С. Вулканизм Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967. 288 с.
- Гравиметрическая карта переходной зоны от Азиатского материка к Тихому океану в районе Японской островной дуги, масштаб 1:2000000. М.: ТГУЦР, 1977.
- Гравиметрические карты Тихого океана и Тихоокеанского подвижного пояса: Аномалии в свободном воздухе и аномалии Буге. Масштаб 1:10000000. М.: Мингео СССР, 1976.
- Гранник В.М. Верхнемеловые вулканогенно-осадочные формации Восточно-Сахалинских гор. М.: Наука, 1978. 164 с.
- Грачева А.А., Левашов Г.Б., Стрижкова А.А. Калий-аргоновая датировка позднемеловых гранитондов из различных геоструктурных зон Приморья // Вопросы магматизма, метаморфизма и орудения Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1973. С. 81—83.
- Гринберг Г.А. Докембрий Охотского массива. М.: Наука, 1968. 187 с.
- Гринберг Г.А. Вулканические формации юго-западной части Охотско-Чукотского пояса // Вулканические и интрузивные формации Приохотья. Новосибирск: Наука, 1976. С. 4—14.
- Дмитриев Л.В., Соболев А.В., Суцеская Н.М. и др. Эволюция толентового магматизма рифтовых зон Мирового океана // Геология Мирового океана: 27-й МКГ: Доклады. М.: Наука, 1984. Т. 6, ч. 1. С. 147—154.
- Ермаков В.А., Вольнец О.Н., Колосков А.В. и др. Петрология четвертичных вулканических пород Камчатки // Вулканизм островных дуг. М.: Наука, 1977. С. 190—204.
- Жидкова Л.С., Бевз В.Е., Неверова Т.И., Шереметьева Г.Н. Биостратиграфия неогеновых отложений островов Большой Курильской дуги. Ч. I. Северокурильский горизонт: (Нижне-среднемиоценовые отложения островов Кунашир, Итуруп, Уруп, Парамушир) // Изв. Сахалин. отд-ния Геогр. о-ва СССР. 1971. Вып. 2. С. 53—68.
- Жидкова Л.С., Бевз В.Е., Неверова Т.И., Шереметьева Г.Н. Биостратиграфия неогеновых отложений Большой Курильской дуги. Ч. II. Среднекурильский горизонт: (Верхнемиоценовые отложения островов Кунашир, Итуруп, Уруп, Парамушир) // Изв. Сахалин. отд-ния Геогр. о-ва СССР. 1972. Вып. 3. С. 86—101.
- Жидкова Л.С., Бевз В.Е., Шереметьева Г.Н. Биостратиграфия неогеновых отложений Большой Курильской дуги. Ч. III. Восточно- и южнокурильский горизонты: (Плиоценовые отложения островов Кунашир, Итуруп, Уруп, Парамушир) // Стратиграфия, литология и палеогеография мезо-кайнозойских отложений Дальнего Востока. Владивосток, 1975. С. 5—12. (Тр. СахКНИИ ДВНЦ АН СССР; Вып. 36).
- Жидкова Л.С., Мишаков Г.С., Неверова Т.И. и др. Биофациальные особенности мезо-кайнозойских бассейнов Сахалина и Курильских островов. Новосибирск: Наука, 1974. 252 с.
- Жуланова И.Л. Тектоника и история формирования метаморфических комплексов о-ва Тайгонос // Геотектоника. 1974. N 1. С. 111—123.
- Жуланова И.Л. Роль дорифеских гнейсовых куполов в тектоническом развитии мезозойского Северо-Востока СССР // Там же. 1987. N 1. С. 78—92.
- Журавлев А.В. Особенности тектоники и рас-

- пределения мощностей осадочных образований Япономорской глубоководной котловины // *Тр. СахКНИИ ДВНЦ АН СССР*. 1975. Вып. 37. С. 108—116.
- Журавлев А.В.* О некоторых особенностях соотношения Япономорской глубоководной котловины и кайнозойских структур Сахалина // *Геофизические поля северо-запада Тихоокеанского подвижного пояса*. Владивосток: СахКНИИ ДВНЦ АН СССР. 1976. С. 71—76.
- Журавлев А.В., Лишиц М.Х., Остистый Б.К.* и др. Шельф Сахалина: Геологическое строение, перспективы нефтегазоносности и пути освоения ресурсов нефти и газа. М.: Недра, 1975. 191 с.
- Заборовская Н.Б.* Внутренняя зона Охотско-Чукотского пояса на Тайгоносе. М.: Наука, 1978. 200 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 315).
- Затонский Л.К., Канаев В.Ф., Удинцев Г.Б.* Геоморфология подводной части Курило-Камчатской дуги // *Океанологические исследования*. М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 265—269.
- Захарова М.А.* Литология палеогеновых отложений Сахалина и условия их образования. Новосибирск: Наука, 1973. 108 с.
- Зверев С.М.* Сейсмические свойства земной коры и верхней мантии северо-западной части Тихого океана // *Геофизические исследования в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану*. М.: Наука, 1977. С. 28—34.
- Зверев С.М., Капустян Н.К.* Сейсмические исследования литосферы Тихого океана: М.: Наука, 1980. 208 с.
- Здоровенин В.В., Шехватов Б.В., Кузьмин В.А.* и др. О происхождении осадочного покрова возвышенности Шатского // *Докл. АН СССР*. 1972. Т. 202, N 4. С. 941—944.
- Злобин Т.К., Федорченко В.И., Петров А.В., Немченко Г.С.* Структура литосферы о. Кунашир (Курильские острова) по сейсмическим данным // *Тихоокеан. геология*. 1982. N 1. С. 92—100.
- Зоненшайн Л.П.* Тектоника плит и геосинклинали // *Геохимия магматических пород океана и зон сочленения океан-континент*. Новосибирск: Наука, 1984. С. 6—14.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И.* Внутриплитовой вулканизм и его значение для понимания процессов в мантии Земли // *Геотектоника*. 1983. N 1. С. 28—45.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Коваленко В.И.* и др. Структурно-магматическая зональность и металлогения западной части Тихоокеанского пояса // Там же. 1973. N 5. С. 3—21.
- Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А.* Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979. 311 с.
- Зонова Т.Д.* Меловые иноцерамиды Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья // *Новые данные по стратиграфии и палеогеографии Дальнего Востока*. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982. С. 42—52.
- Зубин М.И., Мелекесцев И.В., Таракановский А.А., Эрлих Э.Н.* Четвертичные калдеры Камчатки // *Вулканизм и глубины Земли: Материалы III Всесоюз. вулканол. совещ.* 28—31 мая 1969 г. М.: Наука, 1971. С. 55—66.
- Зубин М.И., Смирнов В.С., Таракановский А.А.* Плотностные и геоэлектрические неоднородности в земной коре и верхней мантии в районе Ключевской группы вулканов // *Вулканизм и геодинамика*. М.: Наука, 1977. С. 136—144.
- Иванов Б.А.* К стратиграфии мела Южного Сихотэ-Алиня // *Бюл. МОИП, Отд. геол.* 1964. Т. 39, N 4. С. 54—75.
- Иващенко Р.У., Казакова Э.Н., Сергеев К.Ф.* и др. Геология Командорских островов. Владивосток: СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1984. 193 с.
- Игнатьев А.Б.* Палеовулканология Монастырской и Лунзинской вулкано-тектонических депрессий (Западно-Сихотэ-Алиньский вулканический пояс): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Владивосток, 1974. 30 с.
- Изосов Л.А., Рязанцева М.Д.* Палеозойские магматические комплексы юга Ханкайского массива // *Сов. геология*. 1977. N 2. С. 77—90.
- Иседзакэ Н., Ясуи М., Уэда С.* Магнитное поле Японского моря по данным советской и японской гидромагнитных съемок // *Структура и геодинамика литосферы северо-запада Тихого океана по геофизическим данным*. Владивосток: СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1978. С. 58—64.
- Иседзакэ И., Ясуи М., Уэда С.* Возможные центры расширения в Японском море // *Геолого-геофизические исследования зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану*. М.: Сов. радио, 1976. С. 72—80.
- Ишивада Я., Хонза Е., Тамаки К.* Осадочные бассейны Японского моря // *История и происхождение окраинных и внутренних морей: 27-й МГК: Доклады*. М.: Наука, 1984. Т. 6, ч. 2. С. 20—30.
- Йено Н., Канеока И., Озима М., Саито К.* Абсолютный возраст вулканических пород Японии и подводных гор в пределах этого района // *Геолого-геофизические исследования зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану*. М.: Сов. радио, 1976. С. 30—38.
- Казакова Э.Н., Сергеев К.Ф., Стрельцов М.И.* О поздне меловом магматизме Малой Курильской гряды // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1973. N 2. С. 25—34.
- Казинцова Л.И., Рождественский В.С.* Нижнемеловые отложения Таулан-Армуданской гряды и северной части Западно-Сахалинских гор // *Тихоокеан. геология*. 1982. N 5. С. 103—106.
- Караулов В.Е.* Палеозойские структуры Западного Прихотья (Удско-Шантарский и Тургурский районы) // *Геотектоника*. 1970. N 1. С. 69—81.
- Кариг Д.* Происхождение и развитие окраинных бассейнов западной части Тихого океана // *Новая глобальная тектоника*. М.: Мир, 1974. С. 266—287.
- Карп Б.Я.* Модели земной коры основных морфоструктур дна Японского моря // *Сейсмические исследования в Японском море*.

- Владивосток: ТОИ ДВНЦ АН СССР. 1979. С. 26—37.
- Карп Б.Я., Моуравова Е.А., Шевалдин Ю.В., Филатова В.П.* Новые данные о строении земной коры в юго-западной части Японского моря // Вопросы геологии и геофизики окраинных морей северо-западной части Тихого океана. Владивосток: ТОИ ДВНЦ АН СССР, 1974. С. 145—154.
- Карп Б.Я., Моуравова Е.А., Шевалдин Ю.В.* и др. Результаты геофизических исследований материкового склона Южного Приморья // Там же. С. 155—161.
- Карп Б.Я., Прокудин В.Г.* Строение осадочного слоя возвышенности Шатского по сейсмическим данным // Тихоокеан. геология. 1985. N 3. С. 26—33.
- Кашинцев Г.Л., Кузьмин М.И., Пополитов Э.И.* Состав и строение океанической коры в районе впадины Хесса (Тихий океан) // Геотектоника. 1982. N 6. С. 112—123.
- Кинг Ф.* Тектоника Северной Америки. М.: Мир, 1972. 269 с.
- Кириллова Г.Л.* Проблема мезозойско-Австралийско-Новозеландского сектора Тихоокеанского подвижного пояса // Геология и геофизика. 1979. N 2. С. 65—78.
- Книппер А.Л.* Движения австрийской фазы в океанической коре Тетиса: Характер проявления, последствия и возможные причины // Геотектоника. 1985. N 2. С. 3—15.
- Ковылин В.М.* Строение земной коры в области Японского моря. М.: Наука, 1979. 207 с.
- Ковылин В.М., Строев П.А.* Основные структуры земной коры переходной зоны в области Японского моря // Морские гравиметрические исследования. М.: Изд-во МГУ, 1973. Вып. 7. С. 86—101.
- Ковылин В.М., Строев П.А.* К проблеме образования впадины Японского моря (по геофизическим данным) // Палеонтология. Морская геология: XXV МГК: Доклады. М.: Наука, 1976. С. 270—276.
- Коган Л.И.* Строение земной коры подводной возвышенности Шатского на северо-западе Тихого океана по данным ГСП—МОВ // Докл. АН СССР. 1981. Т. 258, N 4. С. 831—837.
- Коган Л.И., Зоненшайн Л.П., Шмидт О.А.* Тектоническое строение возвышенности Хесса в Тихом океане (по данным ГСП—МОВ) // Геотектоника. 1982. N 3. С. 15—32.
- Колосков А.В., Вольнец О.Н., Пополитов Э.И.* Минералогия и геохимия ультраосновных включений в четвертичных вулканитах Камчатки // Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм. Новосибирск: Наука, 1983. С. 85—95.
- Коновалов Ю.И.* Петрохимические особенности базальтов хребта Богорова Японского моря // Магматические комплексы Дальнего Востока и их рудоносность: Тез. докл. III Дальневост. регион. петрогр. совещ. Хабаровск, 3—5 марта 1981 г. Хабаровск: ДВНЦ АН СССР: ГКП ПГО "Дальгеология", 1981. Ч. 2. С. 64.
- Кононов М.В.* Геологическая история и движения плит северо-запада Тихого океана за последние 180 млн лет: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1985. 22 с.
- Коренбаум С.А., Ваули Г.А., Вржосек А.Л., Горбатюк О.В.* Гранитоидный магматизм Южного Приморья // Изверженные породы Востока Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 57—68.
- Корнилова Р.М.* Меловые вулканогенно-осадочные образования Западно-Сахалинских гор (Александровский район) // Вопросы геологии Сахалина и Курильских островов. Владивосток, 1974. С. 34—42. (Тр. СахКНИИ ДВНЦ АН СССР; Вып. 31).
- Косминская И.П.* Земная кора океанических структур // Тектоносфера Земли. М.: Наука, 1978. С. 194—204.
- Косыгин В.Ю., Павлов Ю.А.* Геологическая природа аномального гравитационного поля южной части Курильской островной дуги // Докл. АН СССР. 1975. Т. 220, N 3. С. 672—675.
- Котляр И.Н., Белый В.Ф., Милова А.П.* Петрохимия магматических формаций Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1981. 224 с.
- Кочергин Е.В.* Аномальное магнитное поле акватории Тихого океана, прилегающей к южной группе Курильских островов // Геомагнитное поле окраинных морей северо-западной части Тихого океана и его связь с геологическим строением. Южно-Сахалинск, 1975. С. 63—73. (Тр. СахКНИИ ДВНЦ АН СССР; Вып. 38).
- Красный Л.И.* Система глыбового раздробления Восточной Азии и западной части Тихого океана // Докл. АН СССР. 1974. Т. 214, N 2. С. 414—417.
- Красный Л.И.* О великом Тихоокеанском георазделе // Там же. 1978. Т. 242, N 5. С. 1148—1151.
- Красный Л.И.* Глобальная система геоблоков // Тез. докл. 27-го МГК: Секция 06, 07. М.: Наука, 1984. Т. 3. С. 274.
- Красный М.Л.* Аномальное магнитное поле акватории Японского моря // Геомагнитное поле окраинных морей северо-западной части Тихого океана и его связь с геологическим строением. Южно-Сахалинск. 1975. С. 34—62. (Тр. СахКНИИ ДВНЦ АН СССР; Вып. 38).
- Красный М.Л., Кочергин Е.В.* Общие закономерности аномального поля северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса // Там же. С. 91—97.
- Красный М.Л., Неверов Ю.Л., Корнев О.С.* и др. О вещественном составе пород краевого океанического вала Хоккайдо (Тихий океан). Препринт. Новоалександровск: СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1981. 20 с.
- Крашенинников В.А.* Значение океанических отложений для разработки стратиграфической шкалы мезозоя и кайнозоя (Тихий и Атлантический океаны) // Вопр. микропалеонтологии. 1978. Вып. 21. С. 42—162.
- Кропоткин П.Н.* Новая геодинамическая модель образования структур в земной коре // Проблемы движений и структурообразования в

- коре и верхней мантии. М.: Наука, 1985. С. 9—29.
- Кропоткин П.Н., Ефремов В.Н., Макеев В.М.* Напряженное состояние земной коры и геодинамика // Геотектоника. 1987. N 1. С. 3—24.
- Кропоткин П.Н., Шахаростова К.А.* Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1965. 336 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 134).
- Кузин И.П.* Скорости волн P и S в верхней мантии Камчатки // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1973. N 2. С. 3—16.
- Кулинич Р.Г., Васильев Б.И., Строев П.А., Шевалдин Ю.В.* Геофизические данные о строении шельфа и континентального залива Петра Великого (Японское море) // Вопросы геологии и геофизики окраинных морей северо-западной части Тихого океана. Владивосток: ТОИ ДВНЦ АН СССР, 1974. С. 134—144.
- Кунин И.Я., Семенова Г.И.* Неоднородности литосферы Тихого океана по материалам взрывной сейсмологии // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1983. N 2. С. 31—45.
- Куно Х.* Латеральная вариация базальтовой магмы вкост простираения окраины континентов и островных дуг // Окраины континентов и островные дуги. М.: Мир, 1970. С. 249—262.
- Куширо И.* Генезис магм островных дуг на примере Японских дуг // Петрология: 27-й МФК: Доклады. М.: Наука, 1984. Т. 9. С. 122—131.
- Лебедев Е.Л.* Стратиграфия и возраст Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1987. 175 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 421).
- Леликов Е.П., Берсенева И.И., Ващенко Н.Г.* и др. Геологическое строение подводного хребта Оки и возвышенности Пржевальского // Новые данные по геологии дальневосточных морей. Владивосток: ТОИ ДВНЦ АН СССР, 1979. С. 129—147.
- Леликов Е.П., Васильев Б.И.* О гранитах подводной возвышенности Ямато (Японское море) // Вопросы геологии и геофизики окраинных морей северо-западной части Тихого океана. Владивосток: ТОИ ДВНЦ АН СССР, 1974. С. 48—51.
- Леликов Е.П., Терехов Е.П.* О двух комплексах пород восточного склона Восточно-Корейской возвышенности // Новые данные по геологии дальневосточных морей. Владивосток: ТОИ ДВНЦ АН СССР, 1979. С. 121—128.
- Леликов Е.П., Терехов Е.П.* Щелочные вулканы дна Японского моря // Тихоокеан. геология. 1982. N 2. С. 71—77.
- Леонова Л.Л.* Геохимия четвертичных и современных вулканических пород Курильских островов и Камчатки // Геохимия. 1979. N 2. С. 179—197.
- Ле Пишон К., Францито Ж., Боннин Ж.* Тектоника плит. М.: Мир, 1977. 288 с.
- Лившиц М.Х., Журавлев А.В., Балабко Н.С.* Основные особенности структурного плана и характера изменения мощностей слоистых образований вдоль Трансохотского профиля МОВ // Морская геология и геофизика. Рига: Зинатне, 1972. Т. 3. С. 22—31.
- Литология и геохимия осадков Тихого океана: Трансокеанический профиль. М.: Наука, 1979, 263 с.
- Ломизе М.Г.* Окраинно-материковые вулканические пояса восточного обрамления Тихого океана: Элементы сравнительного анализа // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1979. N 3. С. 13—29.
- Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н.* Структура сжатия в Курильском и Японском желобах. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. 141 с.
- Луцц Б.Г.* Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980. 247 с.
- Людвиг У.* Строение котловин Берингова моря // Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1978. Т. 3. С. 5—13.
- Мазарович А.О.* Тектоническое развитие Южного Приморья в палеозое и раннем мезозое. М.: Наука, 1985. 103 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 392).
- Мазарович А.О., Рихтер А.В.* Палеотектоника и палеогеография юга Дальнего Востока в триасе // Геотектоника. 1985. N 6. С. 74—85.
- Малахов А., Хассонг Д., Одегард М.* и др. Строение земной коры в районе о. Маркус (Тихий океан) // Океанология. 1977. Т. 17. Вып. 6. С. 1028—1041.
- Маракушев А.А.* Метаморфизм в связи с развитием земной коры островных дуг // Магматизм и метаморфизм как индикаторы геодинамического режима островных дуг. М.: Наука, 1982. С. 20—28.
- Маракушев А.А., Мишкин М.А., Тарарин И.А.* Метаморфизм Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1971, 134 с.
- Маргулис Е.А.* Зональность распределения обломочного материала в породах палеогенового комплекса о. Сахалина // Вопросы геологии Сахалина и Курильских островов. Владивосток, 1974. С. 97—102. (Тр. СахКНИИ ДВНЦ АН СССР; Вып. 31).
- Маргулис Л.С.* Палеогеновые формации Сахалина // Там же. С. 42—51.
- Маргулис Л.С., Савицкий В.О., Маргулис Е.А.* Кайнозойские вулканогенно-осадочные формации Южного Сахалина и их место в геологической истории региона // Эволюция вулканизма в истории Земли. М.: Недра, 1973. С. 146—147.
- Маркевич П.В., Чудаев О.В.* Вещественный состав песчаников флишевых формаций Сихотэ-Алиня и Камчатки // Геохимия и минералогия осадочных комплексов Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1979. С. 3—20.
- Марков М.С.* Метаморфические комплексы и "базальтовый" слой земной коры островных дуг. М.: Наука, 1975. 232 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 268).
- Марков М.С., Аверьянова В.Н., Карташов И.П.* и др. Мезо-кайнозойская история и строение земной коры Охотского региона. М.:

- Наука, 1967. 224 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 168).
- Маршинин Е.К.* Роль вулканизма в формировании земной коры (на примере Курильской островной дуги). М.: Наука, 1967. 255 с.
- Меланхолина Е.Н.* Очерк геологии меловых отложений Приморья // Мезозойские и кайнозойские структурные зоны запада Тихоокеанского тектонического пояса: М.: Наука, 1965. С. 7—29. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 139).
- Меланхолина Е.Н.* Складчатая система невадид Южных Кордильер. М.: Наука, 1967. 71 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 180).
- Меланхолина Е.Н.* О сравнительной тектонике Западного Сахалина, Хоккайдо, Тайваня и Калифорнии // Геотектоника. 1968. N 2. С. 32—50.
- Меланхолина Е.Н.* Западно-Сахалинский геосинклинальный прогиб и его гомологи в Тихоокеанском поясе. М.: Наука, 1973. 174 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 242).
- Меланхолина Е.Н.* Формационные комплексы в структурах Сахалина и Хоккайдо // Геотектоника. 1975. N 3. С. 88—104.
- Меланхолина Е.Н.* Габбронды и параллельные дайки в структуре острова Шикотан (Малая Курильская гряда) // Там же. 1978. N 3. С. 128—136.
- Меланхолина Е.Н.* Геология позднемезозойской континентальной окраины Восточной Азии // Геофизика. Геология и катастрофические природные явления. Геология континентальных окраин: XXVI МГК: Доклады. М.: Наука, 1980. С. 165—176.
- Меланхолина Е.Н.* Этапы тектонических преобразований в северо-западной части Тихого океана и его континентальной окраины // Геотектоника. 1986. N 2. С. 35—45.
- Меланхолина Е.Н., Ковылин В.М.* Тектоническое строение Японского моря // Там же. 1976. N 4. С. 72—87.
- Меланхолина Е.Н., Молчанова Т.В.* Тектоническая система позднемезозойской континентальной окраины востока Азии // Там же. 1977. N 4. С. 104—123.
- Меланхолина Е.Н., Савельева Г.Н., Кудрявцев Д.И.* и др. Вещественный состав океанической коры и верхней мантии в зоне разлома Кларнон (Тихий океан, // Докл. АН СССР. 1983. Т. 268, N 4. С. 943—946.
- Менард Г.* Геология дна Тихого океана. М.: Мир, 1966. 274 с.
- Метаморфические комплексы острова Сахалина. Южно-Сахалинск, 1969. 93 с. (Тр. СахКНИИ ДВНЦ АН СССР; Вып. 22).
- Мишкин М.А.* Метаморфизм в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Наука, 1981. 196 с.
- Молчанова Т.В.* Мезозойские гранитоиды северо-запада Тихоокеанского пояса (их тектоническое положение и происхождение). М.: Наука, 1981. 152 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 335).
- Мория Т.* Складчатое строение фокальной зоны и затухание сейсмических волн в районе сочленения дуг в юго-западной части Хоккайдо // Новые данные о строении коры и верхней мантии Курило-Камчатского и Японского регионов. Владивосток: СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1978. С. 59—67.
- Мураучи С.* Обновление островных дуг и тектоника окраинных морей // Глубинная структура дальневосточных морей и островных дуг. Южно-Сахалинск: Дальневост. кн. изд-во, 1972. С. 47—69. (Тр. СахКНИИ ДВНЦ АН СССР; Вып. 33).
- Мурдмаа И.О.* Осадкообразование в современных геосинклинальных областях Тихоокеанского пояса // История Мирового океана. М.: Наука, 1971. С. 128—147.
- Мурдмаа И.О., Безруков П.Л.* Геология глубоководных желобов западной окраины Тихого океана // Геофизика. Геология и катастрофические природные явления. Геология континентальных окраин: XXVI МГК: Доклады. М.: Наука, 1980. С. 111—124.
- Мурдмаа И.О., Безруков П.Л., Богданов Ю.А.* Осадкообразование в Курило-Камчатском желобе // Фауна Курило-Камчатского желоба и условия ее формирования. М.: Наука, 1970. С. 67—85. (Тр. ИО АН СССР; Вып. 86).
- Неверов Ю.Л., Остапенко В.Ф., Корнев О.С.* и др. Вероятная граница континент—океан в свете изучения мезозойского магматизма переходной зоны // Тез. докл. междунар. совещ. по геодинамике западной части Тихого океана, 29 мая—4 июня 1981 г. Южно-Сахалинск: ДВНЦ АН СССР, 1981. Вып. 2. С. 20.
- Некрасов Г.Е.* Тектоника и магматизм Тайгоноса и Северо-Западной Камчатки. М.: Наука, 1976. 159 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 280).
- Некрасов Г.Е.* Новые данные о тектоническом строении хребта Пекульной (левобережье р. Анадырь) // Докл. АН СССР. 1978. Т. 238, N 6. С. 1433—1436.
- Непрочнов Ю.П., Седов В.В.* Строение земной коры основных тектонических структур дна северной части Тихого океана // Геология Мирового океана: 27-й МГК: Доклады. М.: Наука, 1984. Т. 6, ч. 1. С. 40—51.
- Объяснительная записка к тектонической карте СССР и сопредельных стран в масштабе 1:5 000 000. М.: Госгеолтехиздат, 1957. 79 с.
- Орешкина Т.В., Радионова Э.П.* Корреляция зональных диатомовых шкал миоцена экваториально-тропических и умеренных широт Тихого океана // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. N 2. С. 58—78.
- Основные черты геологического строения дна Японского моря. М.: Наука, 1978. 264 с.
- Основы тектоники Китая. М.: Гостоптехиздат, 1962. 527 с.
- Павленкова Н.И.* Структура и динамика земной коры и верхней мантии континентов // Проблемы движений и структурообразования в коре и верхней мантии. М.: Наука, 1985. С. 58—72.
- Паккэм Дж., Фалви Д.* Гипотеза образования окраинных морей западной части Тихого океана // Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974. С. 288—314.
- Парфенов Л.М., Натальин Б.А., Войнова И.П.*

- Попеко Л.И.* Тектоническая эволюция активных континентальных окраин на северо-западе Тихоокеанского обрамления // Геотектоника. 1981. N 1. С. 85—104.
- Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Попеко В.А.* Главные структурно-вещественные комплексы о-ва Шикотан и их геологическая природа (Малая Курильская гряда) // Геология и геофизика. 1983. N 10 (286). С. 24—34.
- Пейве А.В.* Геология сегодня и завтра // Природа. 1977. N 6. С. 3—7.
- Пейве А.В.* Геология раздела Мохоровичича // Проблемы тектоники земной коры. М.: Наука, 1981. С. 7—13.
- Пейве А.В., Кшппер А.Л., Марков М.С.* и др. Закономерности формирования континентальной коры в фанерозое (к проблеме тектонического районирования материков) // Тектоника: 27-й МГК: Доклады. М.: Наука, 1984. Т. 7. С. 3—9.
- Перфильев А.С., Коптева В.В., Куренков С.А.* Особенности развития зон спрединга в современных и палеоокеанических структурах // Геотектоника. 1985. N 5. С. 19—38.
- Петрохимия кайнозойской Курило-Камчатской вулканической провинции.* М.: Наука, 1966. 279 с.
- Пискунов Б.Н.* Вулканизм Большой Курильской гряды и петрология пород высокоглиноземистой серии. Новосибирск: Наука, 1975. 187 с.
- Пискунов Б.Н.* Классификация серий четвертичных эффузивов и латеральная петрохимическая зональность Курило-Камчатской дуги // Вулканизм Курило-Камчатского региона и острова Сахалин. Владивосток, 1976. С. 17—33. (Тр. СахКНИИ ДВНЦ АН СССР; Вып. 48).
- Пискунов Б.Н.* Кайнозойские вулканические комплексы островных дуг северо-западной части Тихого океана: (Состав, условия формирования, происхождение). Автореф. дис. ...д-ра геол.-минерал. наук. М., 1984. 40 с.
- Пискунов Б.Н., Хведчук И.И.* Новые данные о составе и возрасте отложений о. Монсерон (сев. часть Японского моря) // Докл. АН СССР. 1976. Т. 226, N 3. С. 647—651.
- Поляк Б.Г.* Тепломассопоток из мантии в главных тектонических структурах земной коры: Автореф. дис. ...д-ра геол.-минерал. наук. М.: 1985. 49 с.
- Поляк Б.Г., Толстихин И.Н.* Геотектоника, изотопный состав гелия и тепловой поток: тройственная взаимосвязь: Препр. Лаб. геохронологии и геохимии изотопов АН СССР. Апатиты, 1983. 50 с.
- Попеко В.А., Михалев Ю.А.* Соотношения химического состава и изотопов стронция базальтов северной части Тихого океана // Структурная неоднородность океанов. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983. С. 58—86.
- Попов А.А., Аносов Г.И.* Новые данные о строении земной коры Курильской котловины // Докл. АН СССР. 1978. Т. 240, N 1. С. 166—168.
- Пополитов Э.И., Вольнец О.Н.* Геохимия четвертичных вулканических пород Камчатки и Курил: (Типы серий, распространение, генезис) // Магматизм и метаморфизм как индикаторы геодинамического режима островных дуг. М.: Наука, 1982. С. 192—209.
- Потапов С.В., Спирина Е.Е.* Особенности дискретной корреляции волн и построение разреза земной коры вдоль профиля Литовско-Иннокентьевский // Геологическая интерпретация сейсмических наблюдений в Дальневосточном регионе. Южно-Сахалинск: СахКНИИ АН СССР, 1978. С. 14—29.
- Пушаровский Ю.М.* Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Наука, 1972. 222 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 234).
- Пушаровский Ю.М.* Актуальные проблемы советской геотектоники // Геотектоника. 1986а. N 1. С. 5—16.
- Пушаровский Ю.М.* Особенности геологической истории Тихоокеанской области Земли: XXVI чтения им. В.И. Вернадского. М.: Наука, 1986б. 30 с.
- Пушаровский Ю.М., Зинкевич В.Н., Мазарович А.О.* и др. Покровные и чешуйчатонадвиговые структуры в северо-западном обрамлении Тихого океана // Там же. 1983. N 6. С. 30—45.
- Пушаровский Ю.М., Козлов В.В., Мазарович А.О., Сулиди-Кондратьев Е.Д.* Системы разломов в Тихом океане // Там же. 1980. N 2. С. 3—12.
- Пушаровский Ю.М., Меланхолина Е.Н.* Тектоника северо-запада Тихого океана // Там же. 1981. N 1. С. 5—18.
- Пушаровский Ю.М., Меланхолина Е.Н., Савельева Г.Н., Разницын Ю.Н.* Тектоника и магматические породы центральной области Тихого океана // Там же. 1984. N 2. С. 3—22.
- Пуцин И.К.* О возрасте складчатости в Главном синклиниири Сихотэ-Алиня // Геология докембрия и тектоника Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1975. С. 156—158.
- Пуцин И.К.* О ледовом разное в Японском море // Новые данные по геологии дальневосточных морей. Владивосток: ТОИ ДВНЦ АН СССР, 1979. С. 92—97.
- Разницын Ю.Н.* Офиолитовые аллохтоны и сопредельные глубокоководные впадины на западе Тихого океана. М.: Наука, 1982. 106 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 371).
- Ратновский И.И.* Стратиграфия палеогеновых и неогеновых отложений Сахалина. Л., 1969. 326 с. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 271).
- Решения II Междуведомственного стратиграфического совещания по мелу, палеогену и неогену Корякского нагорья, Камчатки, Командорских островов и Сахалина. Петропавловск-Камчатский, 1974 г.: (Стратигр. схемы и объясн. зап. к ним). Петропавловск-Камчатский: Севостгеология, 1982. 134 с.
- Рингауд А.Е.* Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981. 584 с.
- Рихтер А.В.* Структура и тектоническое развитие Сахалина в мезозое. М.: Наука, 1986. 93 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 411).
- Рождественский В.С.* Закономерности размещения ртутного оруденения Сахалина: Автореф. дис. ...канд. геол.-минерал. наук. Новосибирск. 1971. 29 с.

- Рождественский В.С.* Роль сдвигов в структуре Сахалина // Геотектоника. 1982. N 4. С. 99—111.
- Рождественский В.С.* Литостратиграфия мезозойско-палеозойских отложений Восточно-Сахалинских гор // Тихоокеан. геология. 1983. N 5. С. 53—63.
- Рождественский В.С., Речкин А.Н.* Серпентинитовый меланж и некоторые особенности тектонического развития острова Сахалин // Докл. АН СССР. 1975. Т. 221, N 5. С. 1156—1159.
- Рудник Г.Б.* Магматические и метаморфические породы впадины Хесса // Геолого-геофизическое исследование в юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1976. С. 116—125. (Океанол. исслед.; N 29).
- Рудник Г.Б., Матвеев В.В.* Особенности химизма и этапы развития вулканических пород поднятия Маркус-Неккер (Тихий океан) // Океанология. 1978. Т. 18, вып. 3. С. 489—495.
- Рудник Г.Б., Меланхолина Е.Н., Кудрявец Д.Н., Ломова О.С.* и др. Породы второго океанического слоя в разрезах поднятий Шатского и Хесса (Тихий океан) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. N 11. С. 21—33.
- Рудник Г.Б., Меланхолина Е.Н., Кудрявец Д.Н., Ломова О.С.* и др. Изучение вещественного состава океанической коры в разломных зонах Императорской и Меррей (Тихий океан) // Геотектоника. 1982. N 3. С. 3—14.
- Рудник Г.Б., Меланхолина Е.Н., Пушаровский Ю.М.* Вещественный состав океанической коры в структурах Северной Пацифики // Геология Мирового океана: 27-й МГК: Доклады. М.: Наука, 1984. Т. 6, ч. 1. С. 104—114.
- Рустанович Д.Н., Масайтис В.Л., Чон Хён Сук.* Сейсмичность и вопросы сейсмичности и сейсмического районирования Кореи // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1961. N 10. С. 1441—1463.
- Савицкий В.О.* Nuculanidae и биостратиграфия палеоген-неогеновых отложений Южного Сахалина: Автореф. дис. ...канд. геол.-минерал. наук. М., 1973. 27 с.
- Савицкий В.О., Маргулис Л.С., Сычева О.А.* Пограничные слои между мелом и палеогеном на о-ве Сахалин // Сов. геология. 1976. N 9. С. 39—51.
- Савицкий В.О., Митрофанова Л.И., Болдырева В.П.* Нижняя и верхняя границы миоцена в морском разрезе кайнозоя Сахалина // Неоген Тихоокеанской области: Материалы II Междунар. конгр. по Тихоокеан. неогену. М., 1982. С. 88—98.
- Савицкий В.О., Сычева А.О., Грохотова Н.М.* О возрасте нижнеудойской свиты Углегорского района на Сахалине // Тр. СахКНИИ ДВНЦ АН СССР. 1969. Вып. 21. С. 59—68.
- Савостин Л.А., Вержбицкая А.И., Баранов Б.В.* Современная тектоника плит Охотоморского региона // Докл. АН СССР. 1982. Т. 266. N 4. С. 961—965.
- Саидова М.Х.* Палеогеографические реконструкции мезокайнозоя Тихого океана по фораминиферам // Тез. докл. IV Всесоюз. шк. мор. геологин. М.: ИОАН СССР, 1980. С. 85.
- Сальников Б.А., Мишаков Г.С., Архипова А.Д.* и др. Стратиграфия нефтегазоносных и перспективно-нефтегазоносных толщ Сахалина // Новые данные по геологии и нефтегазоносности Сахалина. Л.: ВНИГРИ, 1979. С. 4—33.
- Сахно В.Г., Васильев Б.И.* Базальтоиды дна Японского моря: Вопросы геологии и геофизики окраинных морей северо-западной части Тихого океана. Владивосток: ТОИ ДВНЦ АН СССР, 1974. С. 52—55.
- Сборник химических анализов изверженных горных пород южной части Дальнего Востока. Хабаровск: Дальневост. гос. ун-т, 1961. 702 с.
- Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР. М.: Наука, 1980. 184 с.
- Селиверстов Н.И., Бондаренко В.И., Надежный А.М.* Структура континентального склона Восточной Камчатки // Геология дальневосточной окраины Азии. Владивосток: ДВГИ ДВНЦ АН СССР, 1981. С. 78—90.
- Семенов Д.Ф.* Неогенные магматические формации Южного Сахалина. Хабаровск: Кн. изд-во: ИТИГ ДВНЦ АН СССР, 1975. 207 с.
- Семенов Д.Ф.* Магматические формации Тихоокеанских складчатых областей (на примере Сахалина). М.: Наука, 1982. 168 с.
- Семенова Г.И.* Модели земной коры различных структур ложа Тихого океана // Тихоокеан. геология. 1985. N 4. С. 3—12.
- Сергеев К.Ф.* Тектоника Курильской островной системы. М.: Наука, 1976. 240 с.
- Серова М.Я., Братцева Г.М., Синельникова В.Н., Меланхолина Е.Н.* Маастрихт—палеоцен Малой Курильской гряды // Сов. геология. 1984. N 4. С. 59—63.
- Симамура Х.* Сейсмологические эксперименты в западной части Тихого океана с использованием донных станций // Тез. докл. Междунар. совещ. по геодинамике зап. части Тихого океана, 29 мая—4 июня 1981 г. Южно-Сахалинск: ДВНЦ АН СССР, 1981. Вып. 1. С. 41—42.
- Симбирева И.Г., Федотов С.А., Феофилактов В.Д.* Геодинамика Курило-Камчатской дуги по сейсмологическим данным // Вулканизм и геодинамика. М.: Наука, 1977. С. 91—103.
- Смирнов Я.Б., Сугробов В.М.* Земной тепловой поток в Курило-Камчатской и Алеутской провинциях // Вулканология и сейсмология. 1979. N 1. С. 59—73; 1980. N 1. С. 16—31; 1980. N 2. С. 3—18.
- Современные проблемы геодинамики. М.: Мир, 1984. 279 с.
- Соинов В.В., Веселов О.В.* Аномалия высокого теплового потока вблизи восточного побережья Сахалина // Геофизические поля островных дуг востока Азии. Владивосток: СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1979. С. 75—80.
- Соколов Р.И.* Тектоника и некоторые закономерности в размещении месторождений полезных ископаемых в Ольга-Тетюхинском районе // Информ. сб. ВСЕГЕИ. 1960. N 25. С. 149—160.
- Соловьева И.А.* Особенности глубинного стро-

- ения земной коры Тихого океана // Геотектоника. 1976. № 3. С. 6—25.
- Стрельцов М.И.* Дислокации южной части Курильской островной дуги. М.: Наука, 1976. 132 с.
- Стрельцов М.И.* О сдвигах на флангах и кривизне островных дуг // Докл. АН СССР. 1977. Т. 236, № 1. С. 184—187.
- Строев П.А.* Аномальное гравитационное поле Японского моря // Глубинная структура дальневосточных морей и островных дуг. Южно-Сахалинск: Дальневост. кн. изд-во, 1972. С. 250—260. (Тр. СахКНИИ ДВНЦ АН СССР; Вып. 33).
- Строев П.А.* Аномалии Буге и мощность земной коры в Япономорской переходной зоне // Геофизические исследования зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Наука, 1977. С. 127—136.
- Строение дна Охотского моря. М.: Наука, 1981. 176 с.
- Строение дна северо-запада Тихого океана: Геофизика, магматизм, тектоника. М.: Наука, 1984. 231 с.
- Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Наука, 1964. 308 с.
- Структура осадочных отложений Курило-Камчатского желоба. Южно-Сахалинск: СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1979 с. 94 с.
- Суворов А.А., Жильцов Э.Г., Куликов А.А., Алексеев Б.В.* Строение земной коры Южного Сахалина и прилегающих акваторий // Геология и геофизика. 1970. № 6 (126). С. 104—112.
- Сьедин В.Т., Леликов Е.П.* Базальтоиды центральной и юго-западной части Японского моря // Новые данные по геологии дальневосточных морей. Владивосток: ТОИ ДВНЦ АН СССР, 1979. С. 109—120.
- Сычев П.М.* Особенности строения и развития земной коры Сахалина и прилегающих к нему акваторий. М.: Наука, 1966. 124 с.
- Тараканов Р.З.* Фокальные зоны и их роль в развитии островодужных систем // Геология дальневосточной окраины Азии. Владивосток: ДВГИ ДВНЦ АН СССР, 1981. С. 53—66.
- Тараканов Р.З., Левый Н.В.* Новая модель слоистого строения верхней мантии Курило-Камчатского района: Зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану по сейсмологическим данным, строение и развитие земной коры на Советском Дальнем Востоке. М.: Наука, 1969. С. 137—149.
- Тараканов Р.З., Ким Чун Ун, Сухомлинова Р.И.* Особенности строения фокальных зон Курило-Камчатского и Японского регионов // Сейсмичность и глубинное строение Сибири и Дальнего Востока. Владивосток, 1976. С. 99—109. (Тр. СахКНИИ ДВНЦ АН СССР; Вып. 39).
- Тектоника континентальных окраин северо-запада Тихого океана. М.: Наука, 1980. 285 с.
- Тектоника Северной Евразии: Объясн. зап. к Тектонической карте Северной Евразии масштаба 1:5 000 000. М.: Наука, 1980. 222 с.
- Тектоническая карта Тихоокеанского сегмента Земли, масштаба 1:10000000. М.: ГУГК МИНГЕО СССР, 1970.
- Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. 216 с.
- Теплов И.А.* Некоторые вопросы истории геологического развития и условия осадконакопления на Сахалине в альб-сантонское время // Вопросы геологии и нефтегазоносности Сахалина. Л.: Недра, 1973. С. 11—16. (Изв. СО Геогр. о-ва СССР; Вып. 4).
- Теркот Д., Шуберт Дж.* Геодинамика: Геологические приложения физики сплошных сред. М.: Мир, 1985. Ч. 1. С. 1—376; Ч. 2. С. 377—731.
- Тильман С.М., Бялбжецкий С.Г., Чехов А.Д., Красный Л.Л.* Особенности формирования континентальной коры на Северо-Востоке СССР // Геотектоника. 1975. № 6. С. 15—29.
- Тимофеев П.П., Копорулин В.И.* Литолого-фациальная характеристика мезозойских и кайнозойских отложений возвышенности Хесса // Проблемы литологии Мирового океана: Литология и геохимия Тихого океана. М.: Наука, 1983. С. 66—84. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 387).
- Тихий океан. Масштаб 1:25 000 000. М.: ГУГК, 1976.
- Томода Е., Сегавя Д., Токухиро А.* Аномалии силы тяжести в Японии и окружающем ее районе // Глубинная структура дальневосточных морей и островных дуг. Южно-Сахалинск, 1972. С. 245—259. (Тр. СахКНИИ ДВНЦ АН СССР; Вып. 33).
- Туезов И.К.* Литосфера Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода. Новосибирск: Наука, 1975. 232 с.
- Тулина Ю.В.* Детальные сейсмические исследования земной коры у южных Курильских островов // Строение и развитие земной коры на советском Дальнем Востоке. М.: Наука, 1969. С. 90—96.
- Тулина Ю.В.* Особенности волновых полей и глубинного строения земной коры разных типов и участков их сочленения на примере дальневосточной переходной зоны // Внутренняя структура земной коры: Методика анализа и интерпретация сейсмических волновых полей. М.: Наука, 1976. С. 5—73.
- Туренко Т.В.* Условия осадконакопления в пределах Главного мелового поля Южного Сахалина в сантон-датское время // Вопросы геологии и нефтегазоносности Сахалина. Л.: Недра, 1973. С. 5—11. (Изв. СО Геогр. о-ва СССР; Вып. 4).
- Туренко Т.В.* Биофациальные особенности альб-коньякских отложений Главного мелового поля Сахалина // Геология и нефтегазоносность Сахалина. Л.: Недра, 1977. С. 53—58. (Изв. СО Геогр. о-ва СССР; Вып. 7).
- Удинцев Г.Б.* Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. М.: Наука, 1972. 394 с.
- Удинцев Г.Б., Васильев Б.И., Путинцев В.К.* и др. Международный геолого-геофизический атлас Тихого океана и перспективы геологического картирования северо-западной части Тихого океана // Геология Мирово-

- го океана : 27-й МГК: Доклады. М.: Наука, 1984. Т. 6, ч. 1. С. 67—78.
- Умбгров Д.ж.* Островные дуги // Островные дуги. М.: Изд-во иностр. лит., 1952. С. 5—96.
- Устиев Е.К.* Охотский тектоно-магматический пояс и некоторые связанные с ним проблемы // Сов. геология. 1959. N 3. С. 3—26.
- Уцу Т.* Некоторые особенности проявления землетрясений и аномальное строение верхней мантии в Японии // Глубинная структура дальневосточных морей и островных дуг. Южно-Сахалинск: Дальневост. кн. изд-во, 1972. С. 206—219. (Тр. СахКНИИ ДВНЦ АН СССР; Вып. 33).
- Ушаков С.Л., Галушкин Ю.И.* Литосфера Земли (по геофизическим данным). Ч. II. Континентальная литосфера: (островные дуги и планетарные пояса сжатия литосферы). М.: ВИНТИ, 1979. 223 с. (Итоги науки и техники. Физика Земли; Т. 4).
- Узда С.* Окраины глубоководных желобов северо-западной части Тихого океана // Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1978. Т. 2. С. 170—191.
- Фаворская М.М., Руб М.Г., Кизай В.А.* и др. Магматизм Сихотэ-Алиня и Приханкайского района и его металлогенические особенности. М.: Изд-во АН СССР. 1961. 328 с. (Тр. ИГЕМ АН СССР; Вып. 45).
- Фарберов А.И.* Магматические очаги, корни вулканов и геофизические поля // Геодинамика, магнообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский: ИВ ДВНЦ АН СССР, 1974. С. 60—75.
- Федорченко В.И., Родионова Р.И.* Ксенолиты в лавах Курильских островов: (Вещественный состав, происхождение, геологическое значение). Новосибирск: Наука, 1975. 140 с.
- Федотов С.А.* Геофизические данные о глубинной магматической деятельности под Камчаткой и оценка сил, вызывающих подъем магм к вулканам // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976а. N 4. С. 5—16.
- Федотов С.А.* О механизме глубинной магматической деятельности под вулканами островных дуг и сходных с ними структур // Там же. 1976б. N 5. С. 25—37.
- Федотов С.А., Багдасарова А.М., Кузин И.П., Тараканов Р.З.* Землетрясения и глобальное строение юга Курильской островной дуги. М.: Наука, 1969, 212 с.
- Филатова Н.И.* Формации и тектоника Охотско-Чукотского вулканического пояса в бассейне р. Пенжины // Геотектоника. 1974. N 2. С. 116—129.
- Филатова Н.И.* Позднемезозойские-раннекайнозойские вулканогенные пояса и их тектоническое положение в зоне перехода континент—океан: Автореф. дис. ...д-ра геол.-минерал. наук. М., 1984. 36 с.
- Филатова Н.И., Дворянkin А.Н., Дорогушин А.П.* и др. Строение меловых известково-щелочных магматических поясов Северо-Востока СССР по космическим данным // Геотектоника. 1982. N 5. С. 82—98.
- Филатова Н.И., Дворянkin А.И., Лебедев Е.Л., Цукерник А.Б.* Стратиграфия меловых отложений Охотско-Чукотского вулканического пояса // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1977. Т. 52, N 27, С. 67—82.
- Филатова Н.И., Лебедев Е.Л.* Сенонские отложения Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. N 10. С. 111—114.
- Филатьев В.П.* Строение верхней части земной коры в северо-восточной части Японского моря по данным НСП // Геофизические исследования переходной зоны от континента к океану в области Японского моря. Владивосток: ТОИ ДВНЦ АН СССР, 1977. С. 77—81.
- Фон Хюне Р.* Осадки современных глубоководных желобов // Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1978. Т. 1, С. 232—238.
- Фрейд Г.М., Рыбалко В.И.* Вулкано-тектонические структуры Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1972. 150 с. (Тр. ДВПИ, Лаб. палеовулканологии; Вып. 6).
- Фролова Г.И., Бурикова И.А., Фролов В.Т., Гуцин А.В.* Особенности базальтового вулканизма Малой Курильской гряды // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1977. Т. 52, N 4. С. 38—50.
- Хаин В.Е.* Учение о геосинклиналях и тектоника плит // Геотектоника. 1986. N 5. С. 3—12.
- Хасегава А., Умино Т., Тагаки А.* Двухслойная структура глубинной сейсмической зоны островной дуги Северо-Восточной Японии // Новые данные о строении коры и верхней мантии Курило-Камчатского и Японского регионов. Владивосток: СахКНИИ ДВНЦ АН СССР; 1978. С. 68—75.
- Хатертон Т.* Активные континентальные окраины и островные дуги // Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1978. Т. 1. С. 108—119.
- Хведчук И.И., Ефременков А.Ф., Балабко Г.Ф.* Современный структурный план и геологическое строение дна Татарского пролива // Рельеф и структура осадочного чехла акваториальной части Дальнего Востока. Владивосток: СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1981. С. 70—80.
- Хедж К.Е., Горшков Г.С.* Изотопный состав строения в вулканических породах Камчатки // Докл. АН СССР. 1977. Т. 233, N 6. С. 1200—1203.
- Хесс Г.Г.* Основные структурные черты северо-западной части Тихого океана // Островные дуги. М.: Изд-во иностр. лит., 1952. С. 135—170.
- Хотта Х.* Структура осадочных отложений на континентальной окраине японских островов // Глубинная структура дальневосточных морей и островных дуг. Южно-Сахалинск: Дальневост. кн. изд-во, 1972. С. 155—160. (Тр. СахКНИИ ДВНЦ АН СССР; Вып. 33).
- Хэйс Д.* Окраинные моря Юго-Восточной Азии: их геофизические характеристики и структура // История и происхождение окраинных и внутренних морей: 27-й МГК: Доклады. М.: Наука, 1984. Т. 6, ч. 2. С. 30—44.

- Цветков А.А.* Щелочной базальтовый магматизм островных дуг северной части Тихого океана // Магматизм и метаморфизм как индикаторы геодинамического режима островных дуг. М.: Наука, 1982. С. 161—192.
- Чесноков Е.М.* Сейсмическая анизотропия верхней мантии Земли. М.: Наука, 1977. 144 с.
- Шанцер А.Е., Краевая Т.С.* Формационные ряды наземного вулканического пояса. М.: Наука, 1980. 164 с.
- Шанцер А.Е., Шапиро М.Н.* Эволюция вулканических зон Камчатки в связи с тектоническим развитием активной континентальной окраины // Вулканология и сейсмология. 1984. N 2. С. 26—40.
- Шараськин А.Я.* Строение и тектоно-магматическая эволюция дна Филиппинского моря // История и происхождение окраинных и внутренних морей: 27-й МГК: Доклады. М.: Наука, 1984. Т. 6, ч. 2. С. 44—58.
- Шахметов Р.Б.* Распределение мощностей осадочного чехла в Японском море. Вопросы геологии дна Японского моря. Владивосток: ТО ИОАН СССР, 1972. С. 17—23.
- Шевалдин Ю.В.* Тепловой поток и некоторые вопросы тектоники района Японского моря // Вопросы геологии и геофизики окраинных морей северо-западной части Тихого океана. Владивосток: ТОИ ДВНЦ АН СССР, 1974. С. 162—167.
- Шевалдин Ю.В.* Аномальное магнитное поле Японского моря. М.: Наука, 1978. 72 с.
- Шиллинг Дж.Г.* Эволюция морского дна на основе данных по геохимии редкоземельных элементов // Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973. С. 198—241.
- Шилов В.Н.* Вулканизм Сахалина и Курильских островов: Автореф. дис. ...д-ра геол.-минерал. наук. Новосибирск, 1975. 40 с.
- Шмидт О.А.* Тектоника Командорских островов и структура Алеутской гряды. М.: Наука, 1978. 99 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 320).
- Шолл Д.* Осадочные толщи в глубоководных желобах северной части Тихого океана // Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1978. Т. 2. С. 192—206.
- Штилле Г.* Современные деформации земной коры в свете изучения деформаций, происходивших в более ранние эпохи // Земная кора. М.: Изд-во иностр. лит., 1957. С. 187—208.
- Штилле Г.* Циркумтихоокеанские складчатости в пространстве и времени // Избр. тр. М.: Мир, 1964. С. 539—589.
- Шуваев А.С.* Стратиграфия верхнемеловых отложений и история геологического развития о. Сахалина в позднемеловую эпоху: Автореф. дис. ...канд. геол.-минерал. наук. М., 1969. 30 с.
- Шульдинер В.И.* Докембрийский фундамент Тихоокеанского пояса и обрамляющих платформ. М.: Недра, 1982. 227 с.
- Шульдинер В.И., Высоцкий С.В., Ханчук А.И.* Фундамент тихоокеанских активных окраин. М.: Наука, 1987. 208 с.
- Эрлих Э.Н.* Современная структура и четвертичный вулканизм западной части Тихоокеанского кольца. Новосибирск: Наука, 1973. 244 с.
- Эрлих Э.Н., Мелекесцев И.В.* Четвертичный кислый вулканизм западной части Тихоокеанского кольца // Кислый вулканизм. Новосибирск: Наука, 1973. С. 4—39.
- Яскава К.* Дрейф юго-западной Японии относительно Кореи с позднего мезозоя (по палеомагнитным данным) // Геолого-геофизические исследования зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Сов. радио, 1976. С. 66—71.
- Ясуи М., Уэда С., Ватанабэ Т.* Результаты изучения теплового потока под дном омывающих Японию морей // Глубинная структура дальневосточных морей и островных дуг. Южно-Сахалинск: Дальневост. кн. изд-во, 1972. С. 294—301. (Тр. СахКНИИ ДВНЦ АН СССР; Вып. 33).
- Abe K., Kanamori A.* Mantle structure beneath the Japan Sea as revealed by surface wave // Bull. Earthquake Res. Inst. 1970. Vol. 48. P. 1011—1021.
- XXX Annual Meeting of the Association for the Geological Collaboration in Japan. Tokyo: Coll. Pap. 1976. 285 p.
- Asada T., Shimamura H.* Observation of earthquakes and explosions at the bottom of the Western Pacific: Structure of oceanic lithosphere revealed by longshot experiment // The geophysics of Pacific ocean basin and its margin. Wash. (D.C.), 1976. P. 135—153.
- Asada T., Shimamura H., Asano S. et al.* Explosion seismological experiments on long-range profiles in the North-Western Pacific and the Mariana Sea // Final report. of the international geodynamic project. Wash. (D.C.), 1981. P. 155—163.
- Bailey E.H., Blake M.C. (Jr.), Jones D.L.* On-land Mesozoic oceanic crust in California Coast Ranges // US Geol. Surv. Prof. Pap. 1970. N 700. P. 70—81.
- Bailey E.H., Irwin W.P., Jones D.L.* Franciscan and related rocks and their significance in the geology of western California // Cal. Div. Mines and Geol. 1964. Bull. 183. P. 1—177.
- Bamba T.* A series of magmatism related to the formation of spilite // Spilites and spilitic rocks: Ser. A. N.Y.: Intern. Union Geol. Sci., 1974. N 4. P. 83—112.
- Banno S., Ishizuka H., Gouchi N., Imazumi M.* Kamuikotan belt in Hokkaido: the tectonic contact of high pressure metamorphic belt and low pressure ophiolite succession // Intern. Geodynam. Conf. "Western Pacific and Magmatogenesis": Abstr. Pap. Tokyo, 1978. P. 98—100.
- Batiza R.* Abundances, distribution and sizes of volcanoes in the Pacific Ocean and implication for the origin of non-hotspot volcanoes // Earth and Planet. Sci. Lett. 1982. Vol. 80, N 2. P. 196—206.
- Berggren W.A.* Role of ocean gateways in climate changes // Acta Univ. Stockh. Contrib. Geol. 1981. Vol. 38, N 2. P. 9—20.
- Berggren W.A., Hollister C.D.* Plate tectonic and paleocirculation — commotion in the ocean // Tectonophysics. 1977. Vol. 38, N 1. P. 11—48.

- Bergman E.A., Solomon S.C.* Oceanic intraplate earthquakes: implications for local and regional intraplate stress // *J. Geophys. Res.* B. 1980. Vol. 85, N 10. P. 5389—5410.
- Brooks D.A., Carlson R.L., Harry D.L.* et al. Characteristics of back-arc regions // *Tectonophysics*. 1984. Vol. 102, N 1/4. P. 1—16.
- Burchfiel B.C., Davis G.A.* Nature and controls of Cordilleran orogenesis, western United States: extensions of an earlier synthesis // *Amer. J. Sci.* 1975. Vol. 275-A. P. 363—396.
- Cande S.C.* A paleomagnetic pole from Late Cretaceous marine magnetic anomalies in the Pacific // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 1976. Vol. 44, N 3. P. 547—566.
- Carlson R.X., Christensen N.I., Moore R.P.* Anomalous crustal structure in ocean basins: Continental fragments and oceanic plateaus // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1980. Vol. 51, N 1. P. 171—180.
- Chang C.H.* Heat flow in Korea // *Annu. Rev. Korean Nat. Commun. IUGG.* 1970. P. 1—7.
- Chase T.E., Menard H.W., Mammerickx J.* Topography of the North Pacific. Map., scale 1:6 500 000. San Diego: Scripps. Inst. Oceanogr. and Inst. Mar. Res. Univ. Cal., 1977.
- Clague D.A., Beeson M.N.* Trace element geochemistry of the East Molokai volcanic series, Hawaii // *Amer. J. Sci.* 1980. Vol. 280-A, pt 2. P. 820—844.
- Clague D.A., Dalrymple G.B.* Cretaceous K—Ar ages of volcanic rocks from the Musicians Seamounts and the Hawaiian Ridge // *Geophys. Res. Lett.* 1975. Vol. 2, N 7. P. 305—308.
- Clague D.A., Frey F.A.* Trace element geochemistry of the Honolulu volcanic series, Hawaii // *Field Trip Guide to the Hawaiian Islands: Spec. Publ. Honolulu: Hawaii Inst. Geophys., 1979. Chap. 2. P. 15—28.*
- Conolly J.R., Ewing M.* Ice-rafted detritus in north-west Pacific deep-sea sediments // *Geol. Soc. Amer. Mem.* 1970. N 126. P. 219—231.
- Cooper A.K., Bailey K.A., Howell J.I.* et al. Preliminary residual magnetic map of the Bering Sea basin and the Kamchatka Peninsula. US Geol. Surv. Dept. Inter., 1976. (Misc. Field Stud. Map MF-715).
- Dalrymple G.B., Clague D.A., Garcia M.O., Bright S.W.* Petrology and K—Ar ages of dredged samples from Laysan Island and Northampton Bank volcanoes, Hawaiian Ridge, and evolution of the Hawaiian — Emperor chain: Summary // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1981. Vol. 92, N 6. P. 315—318.
- Den N., Hotta H.* Seismic refraction and reflection evidence supporting plate tectonics in Hokkaido // *Meteorol. and Geophys.* 1973. Vol. 24, N 1. P. 31—54.
- Den N., Ludwig W.J., Murauchi S.* et al. Seismic-refraction measurements in the Northwest Pacific basin // *J. Geophys. Res.* 1969. Vol. 74, N 6. P. 1421—1434.
- Dickinson W.R.* Reconstruction of past arc—trench systems from petrotectonic assemblages in the island arcs of the Western Pacific // *The Western Pacific: island arcs, marginal seas, geochemistry.* Nedlands: Univ. West. Austral. press. 1973. P. 569—601.
- Dickinson W.R., Hatherton T.* Andesitic volcanism and seismicity around Pacific // *Science.* 1967. Vol. 157, N 5232. P. 801—803.
- Dickinson W.R., Seely D.R.* Structure and stratigraphy of forearc regions // *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 1979. Vol. 63, N 1. P. 2—31.
- Dietz R.* Marine geology of Northwestern Pacific: Description of Japanese bathymetric chart "6901" // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1954. Vol. 65, N 12, pt 1. P. 1199—1224.
- Douglas R.G., Moullade M.* Age of basal sediments on the Shatsky rise, western-north Pacific ocean // *Ibid.* 1972. Vol. 83, N 4. P. 1163—1168.
- Ellsworth W.L., Koyanagi R.Y.* Three-dimensional crust and mantle structure of Kilauea Volcano, Hawaii // *J. Geophys.* 1977. Vol. 82, N 33. P. 5379—5394.
- Engdahl E.R., Sleep N.H., Lin M.-T.* Plate effects in North Pacific subduction zones // *Tectonophysics.* 1977. Vol. 37, N 1/3. P. 95—116.
- Engelbreton D.C., Cox A., Gordon R.G.* Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific Basin // *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.* 1985. N 206. 59 p.
- Erikson B.H., Naugler E.P., Lucas W.H.* Emperor fracture zone: A newly discovered feature in the central North Pacific // *Nature.* 1970. Vol. 225, N 5727. P. 53—54.
- Ewing J., Ewing M., Aitken T., Ludwig M.J.* North Pacific sediment layers measured by seismic profiling // *The crust and upper mantle of the Pacific area.* Wash. (D.C.), 1968. P. 147—173.
- Ewing M., Saito T., Ewing J.I., Burcle L.H.* Lower Cretaceous sediments from the Northwest Pacific // *Science.* 1966. Vol. 152, N 3723. P. 751—755.
- Farrar E., Dixon J.M.* Early Tertiary rupture of the Pacific plate: 1700 km of the dextral offset along the Emperor trough — Line islands lineament // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1981. Vol. 53, N 3. P. 307—322.
- Foundamental data on Japanese Neogene bio- and chronostratigraphy. Tokyo: Publ. JGCP. Nat. Working group Jap. 1979. 156 p.
- Frey R.A.* The origin of piroxenites and garnet piroxenites from Salt Lake Crater, Oahu, Hawaii: Trace element evidence // *Amer. J. Sci. A.* 1980. Vol. 280, pt 2. P. 427—449.
- Fujimoto H.* Processing of gravity data at sea and their geophysical interpretation in the region on the Western Pacific ocean // *Univ. Tokyo. Res. Inst. Bull.* 1976. N 8. P. 1—81.
- Furumoto A.S., Wiebenga W.A., Webb J.P., Sutton C.H.* Crustal structure of the Hawaiian Archipelago, Northern Melanesia and the Central Pacific basin by seismic refraction methods // *Tectonophysics.* 1973. Vol. 20, N 1/4. P. 153—164.
- General bathymetric chart of the oceans (GEBCO), scale 1:10 000 000. Ottawa: Canad. Hydrogr. Surv., 1982.
- Geological investigation of Japan and Southern Kurile trench and slope areas. *Geol. Surv. Jap. Cruise Rep.* 1977. N 7. 127 p.
- Geological investigation of the Japan Sea. *Ibid.* 1979. N 13. 100 p.
- Geological investigation of the Okhotsk and Japan Seas off Hokkaido. *Ibid.* 1979. N 11. 72 p.

- Geological investigation in the northern margin of the Okinawa Trough and the western margin of the Japan Sea. *Ibid.* 1978. N 10. 79 p.
- Geological map of Japan, scale 1:50 000 and explanatory text. Sheets Abashiri — 18, 28, 40, 43, 50, 52, 53, 61; sheets Asahikawa — 1, 2, 4, 6, 7, 9, 10, 11, 12, 13, 23, 24, 27, 35, 46, 54; sheets Kushiro — 1, 9, 11, 12; sheets Sapporo — 5, 31. Geol. Surv. Hokkaido: Hok. Develop. Agency, 1959—1968.
- Geological map of Japan, scale 1:200 000, sheets Obihiro, Kushiro, Nemuro. Kawasaki-shi: Geol. Surv. Jap., 1971—1976.
- Geological map of Japan, scale 1:500 000, sheets 10, 12, 14. Kawasaki-shi: Geol. Surv. Jap., 1973—1976.
- Geological map of the Japan and Okhotsk Seas around Hokkaido, scale 1:1 000 000. Tsukubagun; Irabaki-ken: Geol. Surv. Jap., 1979. (Mar. Geol. Map. Ser.; N 14).
- Geological map of South Korea, scale 1:250 000. Geol. Miner. Inst. of Korea: Hollym Corp., 1973.
- Geology and mineral resources of Japan. 3rs ed. Kawasaki-shi; Geol. Surv. Jap., 1977. 430 p.
- Gravity field of the Northwest Pacific ocean basin and its margin, scale 1:4000000. Wash. (D.C.), 1975—1978. (Map and Chart Ser. MC—10, MC—11, MC—12).
- Greene H.G., Dalrymple G.B., Clague D.A. Evidence for northward movement of the Emperor Seamounts // *Geology*. 1978. Vol. 6, N 2. P. 70—74.
- Guidebook for Excursion 1, Oga peninsula. Tokyo: IGPNS, 1976. P. 1—76.
- Haq B.U. Paleogene paleoceanography: Early Cenozoic oceans revisited // *Geology of oceans: Proc. XXVI Intern. Geol. Congr. Coll. C4*. 1981. Vol. 4. 71—82.
- Hashimoto S. The basic plutonic rocks of the Hidaka metamorphic belt, Hokkaido. Pt 1 // *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. IV*. 1975. Vol. 16, N 4. P. 367—420.
- Heezen B.C., Fornari D.J. Geological map of the Pacific ocean, scale 1:35 000 000 // *Rep. DSDP*. 1975. Vol. 30.
- Herzen R.P. von, Detrick. D.S., Crough S.T. et al. Thermal origin of the Hawaiian swell: heat flow evidence and thermal models // *J. Geophys. Res.* B. 1982. Vol. 87, N 8. P. 6711—6723.
- Hilde T.W.C., Isezaki N., Wageman J.M. Mesozoic sea-floor spreading in the North Pacific // *The geophysics of the Pacific Ocean basin and its margin*. Wash. (D.C.), 1976. P. 205—226.
- Hilde T.W.C., Wageman J.M. Structure and origin of the Japan Sea // *The Western Pacific: island arcs, marginal seas, geochemistry*. Nedlands: Univ. West. Austral. press, 1973. P. 415—434.
- Hoshino M., Homma H. Geology of submarine banks in the Japan Sea: Tokai Univ. Collect. repr. Tokai: College Mar. Sci. and Technol., 1967. Vol. 2. P. 41—51.
- Hotta H. The structure of sedimentary layer in the Japan Sea // *Geophys. Bull. Hokkaido Univ.* 1967. Vol. 18, N 2. P. 111—131.
- Houtz R.E. Seismic properties of layer 2A in the Pacific // *J. Geophys. Res.* 1976. Vol. 81, N 35. P. 6321—6331.
- Houtz R., Windisch C., Murauchi S. Changes in the crust and upper mantle near the Japan—Bonin trench // *J. Geophys. Res.* B. 1980. Vol. 85, N 1. P. 267—274.
- Hussong D.M. Ocean crustal dynamic // *Episodes*. 1980. N 2. P. 14—18.
- Ichikawa K., Murakami N., Hase A., Wadatsumi K. Late Mesozoic igneous activity in the inner side of southwest Japan // *Pacif. Geol.* 1968. Vol. 1. P. 97—118.
- Ichikawa M. Reanalises of mechanism of earthquakes which occurred in and near Japan and statistical studies on the nodal plano solutions obtained 1926—1968 // *Geophys. Mag.* 1971. Vol. 35, N 3. P. 207—274.
- Ichikawa M. Some problems in the focal mechanism in and near Japan // *Ibid.* 1980. Vol. 39, N 1. P. 1—21.
- Initial Core Descriptions, Deep Sea Drilling Project, leg. 86, Western North Pacific. La Jolla (Cal.): Univ. Cal. Scripps Inst. Oceanogr., 1982. 112 p.
- Initial Core Descriptions, Deep Sea Drilling Project, leg. 87A and 87B, Nankai Trough — Japan Trench. La Jolla (Cal.): Univ. Cal. Scripps Inst. Oceanogr., 1983. 169 p.
- Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.), 1971. Vol. 6. 1329 p.: 1973. Vol. 16. 949 p.; Vol. 17. 930 p.; Vol. 19. 913 p.; Vol. 20. 958 p.; 1975. Vol. 31. 927 p.; Vol. 32. 980 p.; 1980. Vol. 55. 868 p.; Vol. 56/57. Pt 1. 629 p.; Vol. 60. 929 p.; 1981. Vol. 62. 1120 p.; 1982. Vol. 66. 799 p.
- Isezaki N., Uyeda S. Geomagnetic anomaly pattern of the Japan Sea // *Mar. Geophys. Res.* 1978. Vol. 2. P. 51—59.
- Jackson E.D. The character of the lower crust and the upper mantle beneath the Hawaiian Islands // *Upper Mantle (Geological Processes): Proc. XXIII Intern. Geol. Congr. Sect. I. Prague: Academia*, 1968. P. 135—150.
- Jackson E.D. Linear volcanic chains on the Pacific plate // *The geophysics of the Pacific Ocean basin and its margin*. Wash. (D.C.), 1976. P. 319—355. (Amer. Geophys. Union. Geophys. Monogr., N 19).
- Jackson E.D., Wright T.L. Xenoliths in the Honolulu volcanic series, Hawaii // *J. Petrol.* 1970. Vol. 11, N 2. P. 405—430.
- Jurdy D.M. Relative plate motions and the formation of marginal basins // *J. Geophys. Res.* 1979. Vol. 84, N B12. P. 6796—6802.
- Kaneoka J., Takaoka N. Rare gas isotopes in Hawaiian ultramafic nodules and volcanic rocks: constraint on genetic relationships // *Science*. 1980. Vol. 208, N 4450. P. 1366—1368.
- Kanisawa S. Granitic rocks closely associated with the Lower Cretaceous volcanic rocks in the Kitakami Mountains, Northeast Japan // *J. Geol. Soc. Jap.* 1974. Vol. 80, N 8. P. 355—367.
- Katsui Y. Petrochemistry of the Quaternary volcanic rocks of Hokkaido and surrounding areas // *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. IV. Geol. and Miner.* 1961. Vol. 11, N 1. P. 1—58.
- Katsui I., Oba Y., Ando S. et al. Petrochemistry of the quaternary volcanic rocks of Hokkaido,

- North Japan // *Ibid.* 1978. Vol. 18, N 3. P. 449—484.
- Kawai N., Hirooka K., Nakajima T.* Paleomagnetic and Potassium—Argon age information supporting Cretaceous-Tertiary hypothetic bending of the main island of Japan // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1969. Vol. 6. P. 277—282.
- Keigwin L.D.(Jr.).* Palaeoceanographic change in Eocene-Oligocene Boundary // *Nature.* 1980. Vol. 287, N 5784. P. 722—725.
- Kim C.* The geology of Korean Peninsula // *Ti-dil qwa Tiri.* 1971. N 5. (Geol. map).
- Kiminami K., Kontany Y.* Mesozoic arc-trench systems in Hokkaido, Japan // *Accretion tectonics in the Circum-Pacific regions.* Tokyo: Terra Sci. Publ. Co., 1983. P. 107—122.
- Kimura G., Miyashita S., Miyasaka S.* Collision tectonics in Hokkaido and Sakhalin // *Ibid.* P. 123—134.
- Kitano K.* Alkaline basalts from the Erimo seamount // *J. Geol. Soc. Jap.* 1970. Vol. 76, N 8. P. 399—404.
- Klein G. de V., Lee J.J.* A preliminary assessment of geodynamic controls on depositional systems and sandstone diagenesis in back-arc basins, Western Pacific Ocean // *Tectonophysics.* 1984. Vol. 102, N 1/4. P. 119—152.
- Klimetz M.P.* Speculations on the Mesozoic plate tectonic evolution of Eastern China // *Tectonics.* 1983. Vol. 2, N 3. P. 139—166.
- Kobayashi T.* The Sakawa orogenic cycle and its bearing on the origin of the Japanese islands // *J. Fac. Sci. Imp. Univ. Tokyo. Sec. 2.* 1941. Vol. 5, pt 7, N 191. P. 219—518.
- Kogan M.G.* Gravity field of the Kuril-Kamchatka arc and its relation to the thermal regime of the lithosphere // *J. Geophys. Res.* 1975. Vol. 80, N 11. P. 1381—1390.
- Komatsu M.* Recrystallization of the high alumina piroxene peridotite of the Uensaru area in Hidaka province, Hokkaido, Japan // *J. Geol. Soc. Jap.* 1975. Vol. 81, N 1. P. 11—28.
- Komatsu M., Miyashita S., Maeda J.* Disclosing of a deepest section of continental-type crust up-thrust a final event of collision of arcs in Hokkaido, North Japan // *Accretion tectonics in the Circum-Pacific regions.* Tokyo: Terra Sci. Publ. Co., 1983. P. 149—165.
- Komatsu M., Tazaki K., Kuroda Y.* Ophiolite suite rocks in some ophiolite belts in Japan // *Intern. Symp. Geodynam. in South-West Pacific, Noumea (New Caledonia),* 27 aug. — 2 sept. 1976. Paris: Technip., 1977. P. 3—14.
- Kroenke L.W., Nemoto K.* Marine geology of the Hess Rise. 2. Basement morphology, sediment thickness and structural geology // *J. Geophys. Res.* B. 1982. Vol. 87, N 11. P. 9259—9278.
- Kropotkin P.N.* The crustal structure and origin of the basins of Japan sea and some other seas of the Circum-Pacific mobile belt // *J. Phys. Earth.* 1978. Vol. 26, suppl. P. 527—535.
- Lallemand S., Jolivet L.* Japan sea: a pull-apart basin? // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1985/1986. Vol. 76, N 3/4. P. 375—389.
- Larson R.L., Chase K.G.* Late Mesozoic evolution of the Western Pacific Ocean // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1972. Vol. 83, N 12. P. 3627—3644.
- Larson R.L., Pitman C.* World-wide correlation of Mesozoic magnetic anomalies and its implication // *Ibid.* 1972. Vol. 83, N 12. P. 3645—3661.
- Lee S.M.* The tectonic setting of Korea with relation to plate tectonics // *UN ESCAP, CCOP Techn. Bull.* 1974. Vol. 8. P. 39—53.
- Leeman W.P., Budahn J.R., Gerlach D.C. et al.* Origin of Hawaiian tholeiites: Trace element constraints // *Amer. J. Sci. A.* 1980. Vol. 280, pt 2. P. 794—819.
- Ludwig W.J., Houtz R.E.* Isopach map of sediments in the Pacific Ocean basin and marginal sea basin. N.Y.: AAPG, 1979. (Map. Ser. Catal.; N 647).
- Ludwig W.J., Murauchi S., Houtz R.E.* Sediments and structure of the Japan Sea // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1975. Vol. 86, N 5. P. 651—664.
- Macdonald G.A.* Composition and origin of Hawaiian lavas // *Ibid.* 1968. Vol. 116, N 1. P. 477—522.
- Macdonald G.A., Katsura T.* Chemical composition of Hawaiian lavas // *J. Petrol.* 1964. Vol. 5, N 1. P. 82—113.
- Mammerickx J.* A deep-sea channel in the Northwest Pacific basin // *Mar. Geol.* 1980. Vol. 34, N 3/4. P. 207—218.
- Marlow M.S., Scholl D.W., Buffington E.C.* Structure and evolution of Bering Sea shelf of St. Lawrence Island // *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 1976. Vol. 60, N 2. P. 161—183.
- Masuda A., Nagasawa S.* Rocks with negative cerium anomalies dredged from Shatsky Rise // *Geochem. J.* 1975. Vol. 9, N 4. P. 277—333.
- Masuda Y., Yagi S., Nishimura S., Asayama T.* Rare earth distributions in the Ibaragi granitic complex, Osaka Prefecture, Japan // *J. Geol. Soc. Jap.* 1972. Vol. 78. P. 521—530.
- Matsui K.* Sedimentological study of the Paleogene basin of Kushiro in Hokkaido, Japan // *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. IV.* 1961. Vol. 11, N 3. P. 37—65.
- Matsumoto T.* Fundamentals in the Cretaceous stratigraphy of Japan // *Mem Fac. Sci. Kyushu Imp. Univ. D.* 1942. Vol. 1, N 3. P. 129—280; 1943. Vol. 2, N 1. P. 97—237.
- Matsumoto T., Yamaguchi M., Yanagi T. et al.* The Precambrian problem in younger orogenic zones: an example from Japan // *Canad. J. Earth Sci.* 1968. Vol. 5, N 643. P. 98—107.
- Matthews J.L., Heezen B.C., Catalano R. et al.* Cretaceous drawing of reefs on Med—Pacific and Japanese quoyots // *Science.* 1974. Vol. 184, N 4135. P. 462—464.
- Mc Elhinny M.W.* Palaeomagnetism and plate tectonics of Eastern Asia // *The Western Pacific: island arcs, marginal seas, geochemistry.* Adelaide: Univ. West. Austral. press, 1973. P. 407—414.
- Melankholina Y.N.* The Neogene tilloids of Maruyama suite of Sakhalin Island (USSR) // *Pre-pleistocene tillites and tilloids.* Cambridge: Cambridge Univ. press, 1981. P. 521—522.
- Melankholina Y.N.* On the tectonics events correlation in the northwestern Pacific Ocean and

- Asian continental margin // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1986. Vol. 55. P. 107—126.
- Melson V.G., O'Hearn T.* "Zero-age" variations in the composition of abyssal volcanic rocks along the axial zone of the Mid-Atlantic Ridge // *The geology of North America. Vol. M. The Western North Atlantic region.* Geol. Soc. A. er., 1986. Chap. 8. P. 117—136.
- Minato M.* The origin of "deep sea basins" in the marginal seas behind the island arcs of the Western Pacific // *Pacif. Geol.* 1973. N 6. P. 95—100.
- Minato M., Hunahashi M., Hashimoto S.* et al. Crustal structure of the Japanese islands, Philippine Sea // *Bull. Jap. Sea Res. Inst. Kanazawa Univ.* 1985. N 17. P. 13—42.
- Minato M., Yagi K., Hunahashi M.* Geotectonic synthesis of the Green Tuff regions in Japan // *Bull. Earth. Res. Inst. Tokyo Univ.* 1956. Vol. 34, N 3. P. 237—265.
- Miyashiro A.* Volcanic rocks series in island arcs and active continental margins // *Amer. J. Sci.* 1974. Vol. 274, N 4. P. 321—355.
- Miyashiro A.* Hot regions and the origin of marginal basins in the Western Pacific // *Tectonophysics.* 1986. Vol. 122, N 3/4. P. 195—216.
- Miyashita S., Hashimoto S.* The layered basic complex of Mt., Poroshiri, Hokkaido, Japan // *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. IV.* 1975. Vol. 16, N 4. P. 421—452.
- Morgan W.J.* Deep mantle convection plumes and plate motions // *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 1972. Vol. 56, N 2. P. 203—213.
- Morioka N., Kigoshi K.* Lead isotopes and age of Hawaiian ilherzolite nodules // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1975. Vol. 25, N 2. P. 116—120.
- Murauchi S.* Crustal structure of the Japan Sea derived by explosion seismology // *Kagaku.* 1972. Vol. 42, N 7. P. 367—407.
- Murauchi S., Den N., Asano S.* et al. Crustal structure of the Japan Sea derived from the deep sea seismic observations // *J. Geophys. Res.* 1968. Vol. 73. P. 3143—4171.
- Nakagawa C.* The Upper Cretaceous Izumi Group in Shikoku // *J. Gakugei, Tokushima Univ. Nat. Sci.* 1961. Vol. 11. P. 77—124.
- Nemoto K., Kroenke L.W.* Marine geology of the Hess Rise. 1. Bathymetry, surface sediments distribution and environment of deposition // *J. Geophys. Res. B.* 1981. Vol. 88, N 11. P. 10734—10752.
- Nielson D.R., Stroiber R.E.* Relationship of potassium content and depth to the seismic zone // *J. Geophys. Res.* 1973. Vol. 78, N 29. P. 6887—6892.
- Nur A., Ben-Avraham Z.* Speculations on mountain building and the lost Pacific continent // *Geodynamics of the Western Pacific.* Tokyo, 1979. P. 21—38. (Proc. Intern. Conf. Geodynam. of the Western Pacific — Indonesian region).
- Okada H.* Sedimentary environments on and around island arcs: an example of the Japan Trench area // *Precamb. Res.* 1980. Vol. 12. P. 115—139.
- Okada H.* Geological evolution of Hokkaido, Japan: an example of collision orogenesis // *Proc. Geol. Assoc.* 1982. Vol. 93, pt 2. P. 201—212.
- Pallister J.S., Hopson C.A.* Samail ophiolite plutonic suite: Field relation, cryptic variation and layering and model of a spreading ridge magma chamber // *J. Geophys. Res. B.* 1981. Vol. 86, N 4. P. 2593—2644.
- Parsons B., Sclater J.G.* An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age // *J. Geophys. Res.* 1977. Vol. 82, N 5. P. 803—827.
- Patton W.W. (Jr.), Csejtey B. (Jr.).* Preliminary geologic investigations of western St. Lawrence island, Alaska // *US Geol. Surv. Profess. Pap. C.* 1971. N 684. 15 p.
- Patton W.W. (Jr.), Lanphere M.A., Miller T.P., Scott R.A.* Age and tectonic significance of volcanic rocks on St. Matthew island Bering Sea, Alaska // *US Geol. Surv. J. Res.* 1976. Vol. 4, N 1. P. 67—73.
- Plate-tectonic map of the Circum-Pacific region, northwest quadrangle, scale: 1:10 000 000. Wash. (D.C.), 1981.
- Preliminary geologic map of Alaska, scale 1:250 000. San Francisco: US Geol. Surv. Dept Inter., 1978.
- Preliminary report of the Hakuno Maru cruise KH-80-3, Japan Trench, Shatsky Rise, Guam, Ponape and Ogasawara areas. Tokyo: Ocean Res. Inst. Univ. Tokyo, 1981. 209 p.
- Rabinowitz P.D., Cooper A.* Structure and sediment distribution in the western Bering Sea // *Mar. Geol.* 1977. Vol. 24, N 4. P. 309—320.
- Radiometric age map of Japan, scale 1:2 000 000, 1) granitic rocks. Kawasaki: Midorikawa Chizu Co, 1975. (Geol. Surv. Jap. Map Ser.; N 16—1).
- Radiometric age map of Japan, scale 1:2 000 000, 2) Metamorphic rocks. Kawasaki: Midorikawa Chizu Co, 1977. (Geol. Surv. Jap. Map Ser.; N 16—2).
- Raitt R.W.* Seismic-refraction studies of the Pacific Ocean Basin, I. Crustal thickness of the Central Equatorial Pacific // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1956. Vol. 67, N 12. P. 1623—1640.
- Rea D.K., Dixon J.M.* Late Cretaceous and Paleogene tectonic evolution of the North Pacific ocean // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1983. Vol. 65, N 1. P. 145—166.
- Sacks J.S., Okada H.* A comparison of the anelasticity structure beneath Western South America and Japan // *Phys. Earth and Planet. Inter.* 1974. Vol. 9. P. 211—219.
- Sasajima S., Nishida J., Shimada M.* Paleomagnetic evidence of a drift of the Japanese Main Island during the Paleogene period // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1968. Vol. 5, N 2. P. 135—141.
- Schilling J.G., Bonatti E.* East Pacific Ridge (2°S — 19°S) versus Nasca intraplate volcanism: rare earth evidence // *Ibid.* 1975. Vol. 25, N 2. P. 93—102.
- Schlüter H.W., Chun W.C.* Seismic surveys off the east coast of Korea // *Techn. Bull. ECAFE.* 1974. Vol. 8. P. 1—16.
- Scholl D.W., Buffington E.C., Marlow M.S.* Plate tectonics and the structural evolution of the Aleutian — Bering Sea region // *Geol. Soc. Amer. Mem.* 151. 1975. P. 1—78.
- Scholl D.W., Hein J.R., Marlow M.S., Buffington E.C.* Meiji sediment tonque: North Pacific evidence for limited movement between the Pacific and North

- American plates // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1977. Vol. 88, N 11. P. 1567—1576.
- Scholl D., Huene R., Ridlon J.B. Spreading of the ocean floor; underformed sediments in the Peru—Chili trench // *Science*. 1968. Vol. 159, N 3817. P. 869—871.
- Scholl D.W., Marlow M.S., Cooper A.K. Sediment subduction and offscraping of Pacific margins // Island arcs, deep sea trenches and back-arc basins. *Amer. Geophys. Union*. 1977. Vol. 1. P. 199—210.
- Shimamura H., Asada T., Suyehiro K. et al. Longshot experiments to study velocity anisotropy in the oceanic lithosphere of Northwestern Pacific // *Phys. Earth and Planet. Inter.* 1982. Vol. 12, N 4. P. 4—112.
- Shibley T.H., Winterer E.L., Lonsdale P. Seismic-stratigraphic analysis in the pelagic environment: the central Hess Rise, Northwest Pacific // *Mar. Geol.* 1983. Vol. 51, N 1/2. P. 47—62.
- Smoot N.C. Guyots of the Mid-Emperor chain mapped with multibeam sonar // *Ibid.* 1982. Vol. 47, N 1/2. P. 153—163.
- Structural history of the Japan Sea Basin // *Circ. Nihonkai*. 1979. N 10. 240 p.
- Talwani M., Langseth M. Ocean crustal dynamics // *Science*. 1981. Vol. 213, N 4503. P. 22—31.
- Tamaki K. Two models of back-arc spreading // *Geology*. 1985. Vol. 13, N 7. P. 475—478.
- Tanaka K. Izumi group in the central part of the Izumi mountain range, southwest Japan, with special reference to its sedimentary facies and cyclic sedimentation // *Geol. Surv. Jap. Rep.* 1965. N 212. P. 22—31.
- Tomoda Y., Fujimoto H. Maps of gravity anomalies and bottom topography in the Western Pacific and reference book for gravity and bathymetric data // *Bull. Ocean Res. Inst. Univ. Tokyo*. 1982. N 14. P. 1—158.
- Tsuchi R., Kuroda N. Erimo (Sysoev) seamount and its relation to the tectonic history of the Pacific ocean basin // *The Western Pacific: island arcs, marginal seas, geochemistry*. Netherlands: Univ. West. Austral. press, 1973. P. 57—64.
- Uyeda S. Subduction zones: an introduction to comparative subductology // *Tectonophysics*. 1982. Vol. 81, N 3/4. P. 133—159.
- Uyeda S., Kanamori H. Back-arc opening and the mode of subduction // *J. Geophys. Res. B*. 1979, Vol. 84, N 3. P. 1049—1061.
- Uyeda S., Miyashiro A. Plate tectonics and the Japanese Islands: a synthesis // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1974. Vol. 85, N 7. P. 1159—1170.
- Vallier T.L., Dean W.E., Rea D.K., Thiede J. Geologic evolution of Hess Rise, central north Pacific ocean // *Ibid.* 1983. Vol. 94, N 11. P. 1289—1307.
- Vlaar M.J., Wortel M.J. Lithospheric aging, instability and subduction // *Tectonophysics*. 1976. Vol. 23, N 3/4. P. 331—351.
- Vogt P.R., Smoot N.C. The Geisha guyots: multibeam bathymetry and morphometric interpretation // *J. Geophys. Res. B*. 1984. Vol. 89, N 13. P. 11085—11107.
- Watts A.B. An analysis of isostasy in the world's oceans. 1. Hawaiian-Emperor seamount chain // *Ibid.* 1978. Vol. 83, N 12. P. 5989—6004.
- Watts A.B., Talwani M., Cochran J.R. Gravity field of the North—West Pacific ocean basin and its margin // *The geophysics of the Pacific Ocean basin and its margin*. Wash. (D.C.), 1976. P. 17—34.
- Winterer E.L. Anomalies in the tectonic evolution of the Pacific // *Ibid.* P. 269—278.
- Wipperfurth L.K. Kana Keoki. Cruise report: KK750726: Preprint. Honolulu: Hawaii Inst. Geophys., 1975. 43 p.
- Woods M.T., Davies G.T. Late Cretaceous genesis of the Kula plate // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1982. Vol. 58, N 2. P. 161—166.
- Woolard G.P. The interrelationships of crustal and upper mantle parameter values in the Pacific // *Rev. Geophys. and Space Phys.* 1975. Vol. 13, N 1. P. 88—137.
- Yoshii T. A detailed cross-section of the deep seismic zone beneath northeastern Honshu, Japan // *Tectonophysics*. 1979. Vol. 55, N 3/4. P. 349—360.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Часть первая	
ТЕКТОНИКА СЕВЕРО-ЗАПАДА ТИХОГО ОКЕАНА	
Глава первая	
Мезозойские и кайнозойские тектонические элементы	10
Абиссальные плиты	10
Краевые океанические валы	21
Океанические поднятия	23
Наложённые вулканические зоны	34
Реологические свойства Тихоокеанской плиты	38
Глава вторая	
Тектоническая приуроченность магматических комплексов. Состав океанической коры	40
Глава третья	
Тектонические движения на северо-западе Тихого океана	54
Часть вторая	
ТЕКТОНИКА ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ СЕВЕРО-ВОСТОКА АЗИИ	
Глава первая	
Тектоническое строение краевой части позднемезозойского континента	60
Глава вторая	
Система структур меловой континентальной окраины	67
Зона вулканических поднятий	68
Зона терригенных прогибов—палеожелобов	78
Зона позднемезозойской обдукции	88
Глубинное строение	103
Глава третья	
Позднемезозойские тектонические события на границе континента и океана	107
Часть третья	
ТЕКТОНИКА КАЙНОЗОЙСКОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ СЕВЕРО-ВОСТОКА АЗИИ	
Глава первая	
Структуры островных дуг—желобов	114
Зона вулканических поднятий	114
Зона терригенных прогибов—желобов	132
Глубинное строение	141
Глава вторая	
Зоны деструкции в пределах окраинных морей	149
Структурные элементы окраинных морей	149
Кайнозойские структуры краевой части континента	169

Глава третья

Кайнозойские тектонические события на границе континента и океана 172

Часть четвертая

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И ТЕКТОНИЧЕСКИХ СООТНОШЕНИЙ ОКЕАНА
И КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ В МЕЛ-КАЙНОЗОЙСКОЕ ВРЕМЯ

Глава первая

Корреляция тектонических событий на северо-западе Тихого океана и Азиатской континентальной окраине 177

Тектонические события мелового времени 177

Тектонические события палеогена 180

Тектонические события неоген-четвертичного времени 181

Оценка взаимных перемещений структур 183

Условия существования системы активной окраины 184

Глава вторая

Вопросы современного изучения Северо-Западной Пацифики 185

Заключение 194

Литература 196

CONTENTS

Introduction	3
Part one	
TECTONICS OF THE NORTHWESTERN PACIFIC	
Chapter one	
Mesozoic and Cenozoic tectonic units	10
Abyssal plates	10
Marginal oceanic swells	21
Oceanic rises	23
Superposed volcanic zones	34
Rheological properties of the Pacific plate	38
Chapter two	
Tectonic Association of magmatic complexes. Composition of oceanic crust	40
Chapter three	
Tectonic movements in the northwestern Pacific	54
Part two	
TECTONICS OF LATE MESOZOIC CONTINENTAL MARGIN OF NORTHEASTERN ASIA	
Chapter one	
Tectonic structure of the marginal part of Late Mesozoic continent	60
Chapter two	
System of structures of Cretaceous continental margin	67
Volcanic rises zone	68
Terrigenous troughs-paleotrenches zone	78
Late Mesozoic obduction zone	88
Depth structure	103
Chapter three	
Late Mesozoic tectonic events at the continent—ocean boundary	107
Part three	
TECTONICS OF CENOZOIC CONTINENTAL MARGIN OF NORTHEASTERN ASIA	
Chapter one	
Island arc-trench structures	114
Volcanic rises zone	114
Terrigenous troughs-trenches zone	132
Depth structure	141
Chapter two	
Destruction zones within marginal seas	149
Structural units of marginal seas	149
Cenozoic structures of the continents' margin	169

Chapter three

Cenozoic tectonic events at the continent-ocean boundary 172

Part four

PECULIARITIES OF STRUCTURE AND TECTONIC RELATIONS BETWEEN OCEAN
AND CONTINENTAL MARGIN IN THE CRETACEOUS-CENOZOIC TIME

Chapter one

Correlation of tectonic events in the northwestern Pacific and Asian continental margin 177
Cretaceous tectonic events 177
Paleogene tectonic events 180
Neogene-Quaternary tectonic events 181
Assessment of reciprocal movements of structures 183
Condition of existence of active margin system 184

Chapter two

Questions of the present studies of the northwestern Pacific 185
Conclusions 194
References 196

Научное издание

Меланхолина

Елена Николаевна

ТЕКТОНИКА СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ПАЦИФИКИ:
СООТНОШЕНИЯ СТРУКТУР ОКЕАНА
И КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ

Труды, вып. 434

Утверждено к печати

*Ордена Трудового Красного Знамени Геологическим институтом
АН СССР*

Редактор А.В. Копп. Художественный редактор Л.В. Кабатова

Технические редакторы Л.Н. Богданова, В.В. Лебедева

Корректор Т.И. Шеповалова

Набор выполнен в издательстве на электронной фотонаборной системе

ИБ N 37620

Подписано к печати 05.08.88. Т — 12782. Формат 70×100¹/₁₆. Бумага офсетная N 2
Гарнитура Таймс. Печать офсетная. Усл.печ.л. 17,6. Усл.кр.-отг. 17,9. Уч.-изд.л. 20,9
Тираж 700 экз. Тип. зак. 698. Цена 4р. 20к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука"
117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

