

Д. Ф. СЕМЕНОВ

**ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ
ПРИРОДА
ЗОНЫ
СОЧЛЕНЕНИЯ
КОНТИНЕНТА
И ОКЕАНА**

Д. Ф. СЕМЕНОВ

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ
ПРИРОДА
ЗОНЫ
СОЧЛЕНЕНИЯ
КОНТИНЕНТА
И ОКЕАНА



МОСКВА «НЕДРА» 1986



483b

Семенов Д. Ф. Геологическая природа зоны сочленения континента и океана.— М.: Недра, 1986, 191 с., ил.

Рассмотрены состав, строение и геологическое развитие переходных зон между континентами и океанами. На примере области стыка Азиатского континента и Тихого океана описаны основные геологические особенности и своеобразие зон сочленения континента и океана. Изложены вещественные и структурные признаки переходной зоны на уровне формационных комплексов, обосновано выделение этой зоны. Прослежены изменения границы зоны сочленения континента и океана во времени и пространстве. Геологическая природа зон сочленения показана на основе общей гипотезы расширяющейся Земли. Охарактеризованы полезные ископаемые, специфичные для переходных зон.

Для геологов, геофизиков, петрографов и океанологов.

Табл. 2, ил. 34, список лит.— 50 назв.

Рецензент: *В. Н. Шоло*, д-р геол.-мин. наук
(Институт физики Земли АН СССР им. О. Ю. Шмидта, ИФЗ АН СССР)

ПРЕДИСЛОВИЕ

Для развития теоретических представлений в области наук о Земле всегда привлекались данные по зонам сочленения континента и океана — наиболее активным и подвижным тектоническим элементам планеты. Но в последние десятилетия, в связи с расширением исследований по геологии дна океанов и установлением коренных различий в геологическом строении океанов и континентов, внимание к этим зонам возросло. Можно сказать, что центр тяжести в теоретической геологии теперь переместился на проблемы переходных зон.

В результате детальных исследований зон, располагающихся на стыке континентов и океанов, получен большой фактический материал, который потребовал переосмыслить не только геологическую природу самих этих зон, но и многие традиционные общетеоретические воззрения на строение и геологическое развитие Земли. В настоящее время зоны сочленения континента и океана являются узловыми для таких проблем геологии, как современные геосинклинали, природа островных дуг, направленность геологического развития окраин континентов и др. В последние годы наметилась тенденция объединения концепций фиксизма и мобилизма, создания единой теории геологического развития Земли. В связи с этим значение данных по зонам сочленения континента и океана трудно переоценить.

Важность исследования пограничных зон между континентом и океаном определяется и практическими соображениями. Уже после выхода в свет работ С. С. Смирнова, выделившего Тихоокеанский рудный пояс, выяснилось, что зоны сочленения континента и океана имеют специфический набор полезных ископаемых. Это следует учитывать при поисках месторождений полезных ископаемых и проведении геологоразведочных работ.

До недавнего времени «зоны перехода от континента к океану» трактовались как области, находящиеся в стадии развития, переходной от океанической к континентальной или наоборот. Таким взглядам противоречит накапливающийся фактический материал. Поэтому в последние годы все шире стали распространяться представления о том, что «переходные зоны» — это особые структурные элементы Земли, отличные как от континентов, так и океанов. Однако до сих пор не определено, что такое зона сочленения континента и океана как единая геологическая структура, в чем ее геологическое своеобразие, какова ее геологическая природа.

Решению этой задачи и посвящена данная работа. Для достижения поставленной цели, по-видимому, необходимо обосновать геологическую специфику зоны сочленения континента и океана на

примере какого-либо достаточно крупного региона и сравнить полученные результаты с другими регионами на стыке континента и океана. Необходимо сравнить вещественные особенности различных по возрасту геологических тел как по вертикали, так и по горизонтали, а также показать особенности регионов, обычно включаемых в «зону перехода от континента к океану» на разных этапах геологического развития. Задача может считаться решенной, если удастся доказать специфику геологических тел и геологического развития таких зон как на изученной территории, так и в других регионах. Поэтому структура работы принята следующей. В первых ее четырех разделах дается подробная характеристика состава, строения и геологического развития южной части Дальнего Востока СССР. На основе анализа фактического материала по этому региону показано геологическое своеобразие зоны сочленения Азиатского континента и Тихого океана. Затем приводится обоснование выделения таких зон в других регионах СССР (п-ов Камчатка, Корякское нагорье, Чукотский полуостров) и за рубежом (Японские острова, о-ва Филиппинского архипелага, Малазийский архипелаг и о-ва Новая Гвинея и Новая Зеландия). Рассмотрение геологической истории ведется от новейшего времени ко все более раннему, т. е. путем последовательного «снятия» более поздних процессов для выявления более ранних.

Работа базируется на многолетних (с 1959 г.) систематических исследованиях автора, проведенных на Сахалине, Курильских островах, Восточной Камчатке и в Приамурье. В ее основу легли данные, полученные автором при выполнении программы «Корреляция эндогенных процессов» Международного Геодинамического проекта для юга Дальнего Востока СССР (южная часть Хабаровского края и Сахалинская область).

Автор ограничился рассмотрением зон сочленения континента и океана тихоокеанского типа. Полученные данные по окраинам Атлантического, Индийского и особенно Северного Ледовитого океанов указывают на существование в них особых пограничных зон между континентом и океаном. Однако вопросы специфики этих зон — предмет будущих исследований.

Автор приносит искреннюю благодарность за ценные замечания и советы В. Г. Варнавскому, Г. М. Власову, В. К. Путинцеву, В. К. Ротману, С. М. Тильману, Г. Б. Удинцеву, М. А. Фаворской, В. С. Знаменскому, Л. П. Карсакову, С. С. Круглову, В. А. Кулындышеву, Ю. Ф. Малышеву, Б. Н. Пискунову и А. Г. Родникову. Особую признательность автор выражает академику Ю. А. Косыгину за постоянный интерес и внимание к работе.

МЕТОДОЛОГИЯ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Методология изучения строения и геологического развития зоны сочленения Азиатского континента и Тихого океана основана на разработках Ю. А. Косыгина [19], согласно которым следует разделять статическую, динамическую и ретроспективную геологию и соблюдать принципы системности, иерархичности и специализации. Общими методами исследований были методы сравнений и аналогий. Действительно, чтобы определить, существует ли своеобразие зон сочленения континента и океана в геологическом смысле, необходимо сравнить строение и геологическое развитие этой зоны с континентальными и океаническими областями и выяснить соотношения их между собой в пространстве и времени. Однако сама последовательность сравнений и корреляции тоже не может быть произвольной. Методологически неверным будет сразу сравнивать геологические процессы. Прежде чем судить о них, необходимо разобратся в соотношениях геологических тел, которые были созданы геологическими процессами.

Поэтому общий подход к решению поставленных задач был принят следующий. Вначале строились или уточнялись статистические модели: карты, схемы, разрезы, профили современной структуры с изображением геологических тел, их дислокаций, геофизических «слоев». Геологические профили ориентировались вдоль профилей глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ). Основное содержание таких моделей — выделение и описание геологических тел на уровне формационных комплексов. Характеристика формаций использовалась как вспомогательная операция для выделения формационных комплексов.

В настоящее время не вызывает сомнения необходимость выделения геологических формаций как объектов более крупного ранга по сравнению с породами. Интерес к ним не ослабевает, так как именно геологические формации являются носителями месторождений полезных ископаемых. Кроме того, по набору геологических формаций, смене их по вертикали и латерали можно судить о тектонической и динамической обстановке геологического прошлого. Однако среди геологов существуют большие противоречия не только в трактовке понятия «геологическая формация», принципов и способов их выделения, но также целей и задач формационного анализа.

Представления о геологических формациях, принятые в данной работе, основаны на методологии, в соответствии с которой геологические формации понимаются как объекты статического пространства [20]. В статической геологии формация рассматривается как: ассоциация (парагенез) пород, геологическое тело и страти-

графическая единица. Целесообразность последнего подхода обоснованно ставится под сомнение, поскольку стратиграфические подразделения (свиты, серии, горизонты и т. д.) обычно классифицируются как палеонтологические зоны (с учетом внутренней структуры толщ), и нет необходимости называть биостратиграфические единицы расчленения разреза формациями. Практика формационного анализа показывает, что обычно единицы региональных стратиграфических схем (свиты, горизонты) объединяются в формации как более крупные объекты, хотя возможно разделение одной свиты на несколько формаций. Иногда свиты и формации могут совпадать. Таким образом, пространства, занимаемые биостратиграфическим подразделением и формацией, в общем случае не совпадают. Применение термина «формация» в стратиграфии вносит путаницу в терминологию, подменяет задачи формационного анализа задачами стратиграфии.

Основоположниками парагенетического направления в учении о геологических формациях являются Н. С. Шатский и Н. П. Херасков. Стронники этого направления считают геологические формации парагенетической ассоциацией горных пород. При этом под «парагенезисом» понимается сонахождение, а не происхождение. Однако нередко этот подход фактически только постулируется, но не раскрывается: как выделять «парагенезис», на каких принципах, по каким признакам. Как отмечали В. И. Попов, Н. Б. Вассоевич и другие исследователи, по этим вопросам много противоречий, неопределенностей и неясностей. Так, Н. С. Шатский неоднократно привязывал геологические формации к тектоническим процессам, климатическим условиям, т. е. к генетическим представлениям. Поэтому его определения геологических формаций как парагенезиса пород расплывчаты, неконструктивны. В частности, Н. С. Шатский и Н. П. Херасков не раскрыли вопроса о границах геологических формаций.

Наиболее конкретно решение этих спорных вопросов получило в трудах Ю. А. Косыгина. Им определены задачи учения о геологических формациях как выделение формационных тел и их описание. По его мнению, согласно принципу специализации выделение формаций как геологических тел должно производиться по фиксированному небольшому количеству признаков, желательно по одному из них. При этом формации можно выделять по различным признакам: литологическим (петрографическим), физическим (коллекторы, пористость, плотность и т. д.), химическому составу, наличию полезных ископаемых и др. Объемы и границы формаций, выделенных по разным признакам, в общем не должны совпадать.

По-видимому, нет независимых от целей исследования вариантов группирования каких-либо тел в формации (так называемых «естественных» геологических тел). Поэтому выбор признаков — очень важная сторона формационного анализа. Этот выбор определяется целью исследований. Цель наших исследований — выяснение геологического своеобразия зоны сочленения континента и океана, прежде всего в вещественных особенностях геологических

тел этой зоны. Вещественные характеристики наиболее полно отражаются в литологическом (петрографическом) составе. Поэтому его мы приняли за главный признак при выделении геологических формаций и их комплексов. Разделение геологических формаций по палеогеографическим условиям («рифтовая», «молаасовая», «турбидитная» и т. д.), по стадиям и режимам тектонического развития («орогенная», «миогеосинклинальная», «платформенная» и т. д.), другим историко-геологическим и генетическим представлениям, вообще говоря, правомерно. Однако всегда надо помнить, что все историко-геологические и генетические определения геологических формаций логически не выдержаны. Так, для привязки формаций к стадиям геотектонического развития необходимо предварительное установление этих стадий (по каким, если не по структурно-вещественным признакам?). Такое классифицирование является производным и не может опережать разделение формаций по структурно-вещественным признакам. Именно по геологическим формациям следует судить о тектонической обстановке прошлого, но не наоборот.

После того как Н. П. Херасков в 1952 г. ввел понятие о формационном типе, стала очевидной необходимость различать формации абстрактные (как тип) и конкретные. В геологии магматических пород такое разделение привилось в основном после работ Ю. А. Кузнецова [22]. Конкретные формации имеют определенное место во времени и пространстве. Формация как тип выступает в качестве классификационного подразделения, не имеющего конкретного положения во времени и пространстве. Существуют два аспекта формационного анализа: первый включает региональные особенности анализируемых комплексов пород, второй характеризует общие черты этих комплексов в некоторой достаточно представительной выборке. Конкретная геологическая формация привязана к возрасту и региону. Однако частое употребление термина «конкретная формация» как противопоставление «абстрактной формации» неудобно, поэтому первую лучше называть местной.

В данной работе под *местной геологической* (осадочной или магматической) *формацией* понимается конкретное, т. е. имеющее определенный географический район распространения и некоторый возраст, геологическое тело, состоящее из ассоциаций пород, отличающихся одна от другой по составу и структуре. При объединении пород в одну формацию учитывались: 1) общие особенности литологического или петрографического состава, 2) определенные закономерные сочетания пород и переходные разности между ними, 3) количественные соотношения пород, 4) их возрастная близость.

Здесь следует оговорить различия свит и магматических комплексов, с одной стороны, и местных формаций—с другой. Первые—это геологические тела, закартированные в определенном географическом районе преимущественно по возрастной близости со всеми специфическими особенностями состава и структуры. Эти тела и являются объектами формационного анализа. Путем установления общих черт состава, возраста и структуры латерального

ряда стратиграфических подразделений и магматических комплексов всего региона выделяются местные геологические формации. Важно, чтобы формация была выдержана по вещественному и структурному признакам. Термин «ассоциация» употребляется для свободного пользования.

Исходя из вышеприведенного определения местной формации, следует разделять осадочные, вулканические и плутонические формации, так как они различаются набором пород, своей внутренней структурой и формой тел. При этом возможны взаимопереходы вулканических и интрузивных комплексов с образованием эффузивно-интрузивных (вулcano-плутонических) формаций.

Работа по выделению формаций начиналась с усреднения полойных разрезов уже выделенных при геологической съемке стратиграфических подразделений и разрезов магматических комплексов в пределах определенного географического района, установления сходных по литологическому составу и структуре близких по возрасту парагенетических ассоциаций. Выделение местных формаций производилось объединением свит, комплексов или их частей по вышеприведенным признакам. Однако оно не является простым группированием подразделений, исторически сложившихся в процессе геологических исследований. В одних случаях объем местной формации равен одной свите или одному комплексу, в других — нескольким комплексам, в третьих — одна свита разделяется на две формации (рис. 1).

При определении количественных соотношений пород могут использоваться подсчеты объема или площадей распространения пород в процентном выражении, либо детальные карты и схемы, на которых изображены поля распространения различных пород, слагающих тот или иной магматический комплекс или осадочную свиту. Количественные соотношения пород пересчитывались на трехкомпонентную систему. Эмпирически устанавливается, что при расчете существенно содержание пород свыше 10 % объема ассоциации. Поэтому при пересчете на трехкомпонентную систему учитывались только породы, содержание которых в ассоциации превышало 10 %.

На основании количественных расчетов можно определить порядок и однообразие названий объектов. Поэтому расчетам предшествовали уточнение определений пород, сделанных в разное время разными петрографами, и приведение их в соответствие с современными классификациями. Для осадочных пород аргиллиты и алевролиты объединены в типы глинистых, яшмы и кремнистые сланцы — кремнистых пород. В особую породную группу под условным названием «опоковидные породы» мы объединили своеобразные породы — опоки, кремнистые аргиллиты и алевролиты, диатомиты. Среди песчаников выделены аркозы и граувакки. Туфы отнесены к магматическим, а туффиты — к осадочным породам. Таким образом, вулканогенно-осадочные формации не выделялись. Для плутонических пород применялась классификация, разработанная Международной подкомиссией под руководством А. Штрекайзена. Эф-

фузивные породы подразделялись, в соответствии с большинством классификаций, по содержанию кремнекислоты (в %) следующим образом: меймечиты 35—39, пикриты 39—45, базальты 45—52, андезито-базальты 52—57, андезиты 57—62, андезито-дациты 62—65, дациты 65—68, липарито-дациты 68—70,5, липариты более 70,5. Для щелочных вулканитов приняты такие нижние пределы суммы

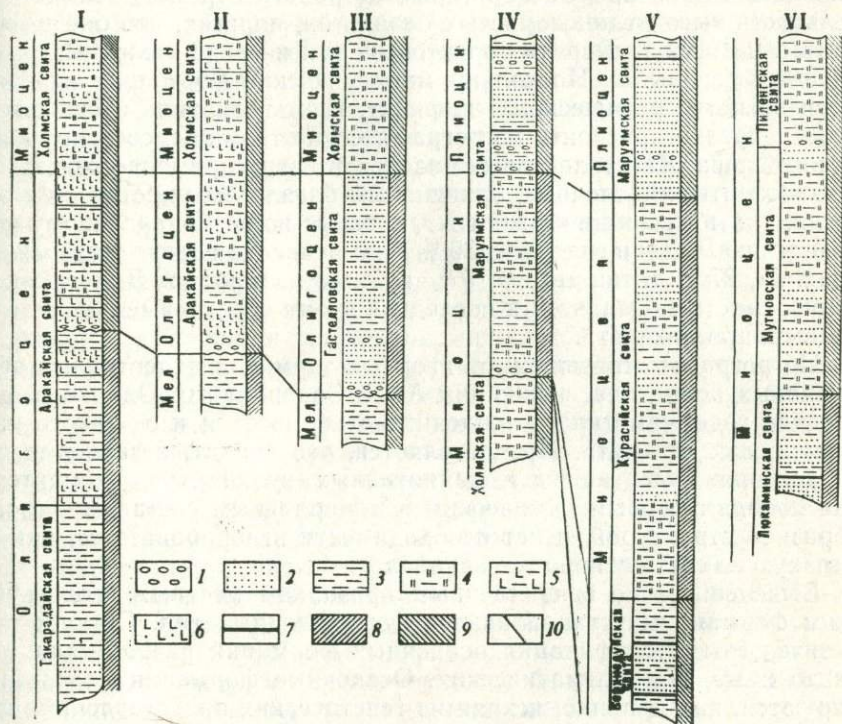


Рис. 1. Осадочные формации в кайнозойских отложениях о-ва Сахалин

1 — псефитовые породы (конгломераты и гравелиты); 2 — песчаники; 3 — глинистые породы (аргиллиты и алевролиты); 4 — опоковидные породы (кремнистые аргиллиты, кремнистые алевролиты, опоки); 5 — туфоаргиллиты и туфоалевролиты; 6 — туффиты и туфопесчаники; 7 — углистые породы; 8—9 — осадочные формации; 10 — линии стратиграфической корреляции. I — Холмский район (реки Фрикана и Язычица), II — побережье зал. Анива (г. Корсаков — пос. Белокаменная), III — Макаровский район (р. Нитуй), IV — Южно-Сахалинский район (р. Владимировка), V — Углегорский район (р. Углегорка), VI — Пограничный район (реки Мутная и Бора)

щелочей (в %): трахибазальты 5,5, трахиандезито-базальты 6,0, трахиандезиты 6,5, трахиандезито-дациты 7,0, трахидациты 7,5, трахилипарито-дациты 8,0, трахилипариты 8,5.

В целях удобства при количественных подсчетах многие породы, исходя из общности минерального и химического составов, объединены в некоторые породные группы. Так, под названием «дуниты» понимаются собственно дуниты, оливиниты и плагиоклазо-содержащие дуниты, «клинопироксениты» — собственно клинопироксениты и оливиновые клинопироксениты, «нориты» — собствен-

но нориты и габбро-нориты, «диориты» — собственно диориты и кварцевые диориты.

Среди щелочноземельных базальтов, как известно, выделяются три основных типа: толеитовые, щелочные оливиновые и высокоглиноземистые. Критерии их различия уже давно установлены по особенностям химического (реального и нормативного) и минерального составов, хотя некоторые петрологи отрицают самостоятельность высокоглиноземистых базальтов, полагая, что они могут быть выделены как среди толеитовых, так и среди щелочных оливиновых базальтов. Поскольку магматические формации выделяются по петрографическому признаку, всем трем типам базальтов целесообразно присвоить петрографические термины, состоящие из одного слова. Для толеитовых базальтов давно применяется название «толеиты». Щелочным оливиновым базальтам уместно, на мой взгляд, дать название «гавайиты», которые по первоначальному определению Р. Дэли содержат 36 % нормативного плагиоклаза, 32 % оливина, 27 % титан-авгита, 5 % рудных минералов. Для высокоглиноземистых базальтов в последнее время стал применяться термин «плагиобазальт».

Петрографы отказались от двойных терминов палеотипных эффузивных пород классификации А. Н. Заварицкого. Однако в последние годы наметилась тенденция отказываться и от такого названия, как «спилит». Представляется, что спилит, независимо от разделения палеотипных и кайнотипных вулканитов, — характерная порода с особым химическим и минеральным составом и своеобразной структурой, и нет необходимости игнорировать ее, как и близкую по составу породу — диабаз.

Выделенным по вещественным признакам местным геологическим формациям устанавливался формационный тип. Следует отметить, что классификация осадочных формаций разработана гораздо хуже, чем магматических. Осадочные формации классифицируются, как правило, исходя из генетических представлений, поэтому такие классификации неоднозначны. В них часто встречаются формации неясного содержания: «аспидная», «молассовая», «вулканогенно-кремнистая», «флишевая» и др. Лучше положение с классификациями магматических формаций. Но одни из них построены по тектоническому (Ю. А. Билибин, Д. С. Харкевич и В. Н. Москалева), другие — по вещественному и тектоническому (Ю. А. Кузнецов), третьи — по фациально-морфологическому и петрохимическому (Н. Л. и Г. Л. Добрецовы), четвертые — по генетическому (Н. П. Михайлов), пятые — по генетическому, фациальному и петрографическому (В. И. Попов) признакам.

В соответствии с принципом специализации [20] классификации геологических объектов целесообразно строить по какому-либо одному признаку. Использование комплекса признаков при любых классификациях приводит к неопределенности выделяемых объектов и путанице в определениях. Поэтому в последнее время все чаще делаются попытки классифицировать геологические формации по вещественным признакам. Задача сводится к тому, чтобы в не-

котором пространстве вещественных свойств ассоциаций пород найти дискретность, т. е. «разрывы сплошности», прерывистость состава по какому-либо признаку.

Классификации магматических формаций чаще всего основываются на химическом составе слагающих их пород. Петрохимический состав подходит для этих целей: он определяет набор минералов в породе, чутко реагирует на условия их формирования, может применяться как для эффузивных, так и интрузивных пород, выражается в цифрах, которые легко обрабатываются на ЭВМ, поэтому удобен для сравнения. С применением экспрессных и высокочувствительных методов и приборов расширяются и возможности использования химического состава пород.

Однако использование петрохимического состава в формационном анализе имеет и свои недостатки. Ограниченность его заключается в отсутствии данных о структуре (на уровне как пород, так и формаций), невозможность многократного повторения анализа на одном и том же материале, что затрудняет проверку данных. В химическом составе трудно «снять» продукты изменения первичной породы, т. е. влияние наложенных процессов. Информация, получаемая из шлифов горных пород (как в статическом, так и генетическом смысле), несоизмеримо богаче химического состава (в частности, определяются вторичные изменения породы). Петрографический анализ легко проверяем и во много раз дешевле химического. Главное же заключается в том что имея дело с химическим составом пород, мы оперируем только цифрами. При петрографических исследованиях мы наблюдаем, непосредственно в обнажениях и под микроскопом, геологические объекты, причем нагляден переход от уровня минералов до уровня пород, а затем — формаций. Поэтому наряду с классификациями, основанными на химическом составе, целесообразна также классификация магматических формаций по петрографическому признаку. Это особенно важно при анализе всего набора геологических (осадочных, магматических и метаморфических) формаций того или иного региона.

Возможно, есть нелогичность в том, что эффузивные породы классифицируются в основном по химическому составу, а формации — по петрографическому признаку. Однако, во-первых, породы как объекты более мелкого ранга, чем формации, в процессе формационного анализа берутся уже данными, поэтому этот вопрос к классификации магматических формаций не имеет прямого отношения. А во-вторых, автор надеется, что со временем появится классификация вулканических пород, основанная только на минеральном составе. Для этого можно наряду с обычными методами использовать градацию составов плагиоклазов и вулканического стекла. Пока же приходится, в соответствии с существующими классификациями, при разделении эффузивных пород пользоваться в основном данными об их химическом составе.

Правомерность построения классификации формаций по литологическому или петрографическому признаку, по-видимому, будет установленной, если будет выявлена дискретность (прерывистость)

литологического или петрографического состава ассоциаций пород при достаточно большой их выборке. Дискретность состава будет означать, что природные ассоциации представляют собой не случайные, но закономерные сочетания пород. Разрывы сплошности в пространстве литологического (петрографического) состава ассоциаций можно будет рассматривать как границы абстрактных формаций. Эти границы должны иметь количественное выражение. Для этого удобно пользоваться треугольными диаграммами составов ассоциаций. Такие диаграммы давно используются при количественно-минералогических классификациях plutonic пород. Треугольные диаграммы применялись также для выделения осадочных формаций на «Тектонической карте Дальнего Востока СССР и сопредельных районов» (главные редакторы Ю. А. Косыгин и Л. М. Парфенов).

Конечно, треугольные диаграммы — это один из вариантов изображения данных по количественным соотношениям пород ассоциаций. Возможны и другие варианты (например, развернутые тетраэдры или сферические диаграммы).

В соответствии с вышеприведенными принципами, под *абстрактной геологической формацией* (как формационный тип) понимается геологическое тело, состоящее из парагенетической ассоциации пород, отличающейся одна от другой по литологическому (петрографическому) составу. Конкретным выражением абстрактных формаций являются местные формации. Однако их названия могут не совпадать. Тем не менее названия формационных типов, выделенных разными авторами, часто совпадают, несмотря на различия в определениях. Вероятно, это связано с тем, что независимо от определений формаций названия им давались, как правило, по преобладающим породам.

Метаморфические образования позднепалеозойского — ранне-мезозойского возраста имеются в Центральном Сихотэ-Алине и на Сахалине, где получили ограниченное распространение. Среди них достаточно надежно определяются первичные магматические и осадочные породы. Поэтому особый класс метаморфических формаций не выделялся.

Названия геологическим формациям в данной работе даются по преобладающим породам: на последнее место ставится порода, занимающая наибольший объем формации. Если после пересчета на трехкомпонентную систему оказывалось, что в формации значительно преобладают две породы, то только по ним и называлась формация. При резком преобладании одной породы (более 80 % объема ассоциации) ее название переносилось на название формации. Геологическими телами, более крупными по сравнению с геологическими формациями, могут быть ряды формаций или формационные комплексы. Именно в них должно отразиться геологическое своеобразие зон сочленения континента и океана, если это своеобразие имеет место. Поэтому им уделяется главное внимание. Однако неясным остается вопрос о целесообразности обоих иерархических уровней организации вещества.

Нам представляется, что выделение рядов формаций как ранга объектов между формациями и формационными комплексами не всегда оправдано [34]. Ю. А. Косыгин отмечает, что «ряды формаций — это совокупности формаций, в основном охарактеризованные не общностью вещественного состава и структуры, а последовательностью расположения» [20, с. 146]. Строить систему геологических тел разных рангов целесообразно если не по одним и тем же, то хотя бы по близким структурным и вещественным признакам. Поэтому мы не выделяем такого ранга объектов, как «ряды формаций», считая геологическими телами следующего после формаций более крупного ранга формационные комплексы. Однако в литературе классификация формационных комплексов до сих пор не разработана. Более того, остается неясным, по каким признакам ее целесообразно строить.

В поисках классификационных признаков для выделения геологических тел более крупного ранга, чем формации, применительно к магматическим образованиям многие авторы обращались к петрохимическим признакам. Такая попытка была сделана В. А. Попеко с соавторами в Институте тектоники и геофизики ДВНЦ АН СССР при составлении «Карты магматических формаций южной части Дальнего Востока СССР». Магматические формации, выделенные в основном по петрохимическим признакам, объединены в комплексы магматических формаций толеитового, известково-щелочного, щелочного и ультраосновного рядов. В частности, в известково-щелочном ряду вулканических формаций имеются такие комплексы, как известково-щелочных андезитов — дацитов, известково-щелочных андезито-дацитов — липаритов — андезито-липаритов и т. д. Такие названия громоздки и неудобны в обращении. Если имеются определенные петрохимические границы между рядами комплексов формаций (толеитового, известково-щелочного и т. п. «рядов»), то границы между формационными комплексами внутри «ряда» не определены.

Но существует и другая классификация комплексов формаций магматических пород для территории Дальнего Востока СССР. В 1973 г. П. Е. Бевзенко выделены океанические, эвгеосинклинальные, миогеосинклинальные орогенные и субплатформенные орогенные магматические комплексы, а внутри их — эффузивные и интрузивные. Формационные комплексы разделяются им по петрохимическим признакам. В частности, эвгеосинклинальные вулканические комплексы подразделяются на базальт-спилит-кератофировый и базальт-андезит-натролипаритовый. Таким образом, в этой классификации смешаны статические (петрохимические) и генетические (по типу развития коры) признаки.

Логичным представляется, в соответствии с принятыми в данной работе принципами выделения геологических тел, комплексы формаций выделять так же, как статические системы. На уровне геологических формаций решающим признаком был принят состав. На уровне формационных комплексов, как это ясно из вышеприведенного анализа существующих попыток классификации объектов

более крупных, чем геологические формации, только состав как единственный классификационный признак полностью «не работает». Поэтому при выделении формационных комплексов как статических систем одним из основных должен быть структурный признак. В частности, для разделения осадочных и эффузивных формационных комплексов можно использовать поверхности несогласий. Если сопоставить поверхности несогласий с амагматичными периодами, то этот же признак можно использовать и при разделении plutонических формационных комплексов. Исходя из сказанного, под формационными комплексами будут пониматься парагенетические ассоциации формаций, отличающиеся один от другого по составу и структуре. Такие формационные комплексы — это, во-первых, набор выделенных по литологическому (петрографическому) признаку формаций, который отличается от другого набора формаций хотя бы одной специфической формацией (помимо других обычных формаций). Во-вторых, комплексы формаций должны быть непрерывными по структуре: соседние в вертикальном разрезе комплексы должны быть разоблены перерывом во времени, с другой стороны, во внутренней структуре комплекса большие перерывы во времени нежелательны.

Особо рассмотрен вопрос о взаимоотношении осадочных и магматических формаций. Целесообразно ли объединять их в один формационный комплекс? Поскольку при выделении как формаций, так и их комплексов мы используем вещественные признаки, то следует разделять комплексы осадочных и магматических формаций. Такое разделение давно практикуется при выделении и описании вулканогенных поясов.

Менее очевиден, на наш взгляд, ответ на вопрос о том, следует ли объединять plutонические и вулканические формации в единый формационный комплекс. С одной стороны, между plutоническими и вулканическими формациями нередко существуют постепенные взаимопереходы, в ряде случаев они образуют тесные парагенетические сообщества близкого возраста. Однако, с другой стороны, plutонические и вулканические формации отличаются друг от друга петрографическим составом и структурой, а следовательно и ассоциации таких формаций должны отличаться по этим признакам. Поскольку такие признаки приняты в данной работе в качестве классификационных, то целесообразно, по-видимому, разделять и комплексы plutонических и вулканических формаций. Это не исключает выделения (как на уровне формаций) смешанных вулканоплутонических формационных комплексов. Названия формационным комплексам дается по преобладающим формациям. Если в комплексе резко преобладает одна формация, то ее название автоматически переносится на название комплекса. В случае многокомпонентной системы название комплекса очень усложняется. Поэтому оно дается по двум крайним по возрасту формациям.

В качестве наиболее общей классификации формационных комплексов можно принять деление их на собственно геосинклинальные, орогенные и плитные. Однако проблема разграничения их яв-

ляется одной из наиболее дискуссионных. По каким признакам их разделять? Ответы на этот вопрос самые разнообразные. Остановимся на данном вопросе подробнее, так как от разделения раннегеосинклинальных и орогенных комплексов формаций зависит дальнейший ход рассуждений.

Наиболее пространственным является разделение комплексов формаций по историко-генетическому признаку: обычно к собственно геосинклинальным относят формации, образующиеся в начальный период развития геосинклиналей в условиях резко дифференцированных тектонических движений с большими скоростями и амплитудами, к орогенным — формации заключительного этапа геосинклинального развития. Нас такие определения не устраивают, поскольку тектоническая природа структурных элементов земной коры должна вытекать из некоторых определяемых признаков, лучше всего вещественных.

Вещественные признаки собственно геосинклинальных и орогенных групп или комплексов формаций в существующих определениях в явной форме не значатся. Однако в том или ином виде они предполагаются. Так, считается, что для собственно геосинклинальных формаций характерны спилит-диабазовая, дунит-гарцбургитовая, габбро-плагιοгранитовая и некоторые другие магматические формации. Среди вулканитов резко преобладают базиты, часто толеитового типа. В верхних частях собственно геосинклинальных разрезов появляются непрерывные базальт-андезитовые или базальт-андезит-дацитовые серии. Вариации состава вулканитов чаще всего связываются с характером фундамента геосинклиналей. Салитовые вулканиты редки и имеются только в верхах собственно геосинклинальных комплексов. Они отмечаются, как правило, в геоантиклинальных режимах.

Обычно наиболее ранние члены геосинклинальных комплексов представлены офиолитами. В последнее десятилетие интерес к проблеме офиолитов возрос в связи с новыми геотектоническими концепциями. В частности, концепция первичной океанической коры предполагает, что офиолиты слагают фундамент геосинклиналей и встречаются в верхних слоях литосферы в виде аллохтонных пластин, тектонически выжатых из этого фундамента [26].

Офиолиты впервые выделены в 1905 г. в Альпах Г. Штейнманном, который включил в них серпентиниты, габброиды и спилиты. В 1939 г. Г. Хесс ввел термин «офиолитовая формация», к которой отнес серпентинизированные гипербазиты (перидотиты и дуниты). Позднее в состав «офиолитовых формаций» и «офиолитовых комплексов» стали включать габброиды, амфиболиты, спилиты, радиолариты и кремнистые сланцы, а также диориты, кварцевые диориты, тоналиты, плагιοграниты. Заметим, что по структуре и составу осадочные формации существенно отличаются от магматических, поэтому объединение их в один «офиолитовый комплекс» нецелесообразно.

Многие исследователи отмечают пространственную разобщенность ранее выделявшихся в составе единой «офиолитовой форма-

нии» гипербазитов (чаще всего дунит-гарцбургитовая формация) и габброидов (габбро-диорито-диабазовые формации) — с другой. Подобные соотношения plutонических и эффузивных образований в офиолитовых ассоциациях устанавливаются на Малайском архипелаге [5], где крупные (до 8000 км²) плутоны гипербазитов с небольшим количеством габброидов являются позднекайнозойскими (позднемеловыми) или даже палеогеновыми, а эффузивно-кремнистые толщи — юрско-триасовыми. Не совпадают ареалы распространения близких по возрасту гипербазитов и спилито-диабазовой формации на Сахалине и Сихотэ-Алине. Иногда устанавливается, в частности на Аляске, что базальтоиды древнее, чем гипербазиты и габброиды. Вне пределов тихоокеанского обрамления разное положение во времени и пространстве гипербазитов и эффузивов показано для Карпат М. Г. Ломизе. Поэтому из состава офиолитов эффузивные образования нередко исключаются. Лишь гипербазиты и габброиды признаются постоянными элементами «офиолитовых комплексов».

Таким образом, в термины «офиолитовый комплекс» и «офиолитовая формация» разные исследователи вкладывают разное содержание (автором учтено 17 различных определений этих терминов), и эти термины стали неудобными для пользования. Термины же «офиолитовая ассоциация» и «офиолиты», по-видимому, следует считать терминами свободного пользования.

Сторонники концепции первичной океанической коры обычно противопоставляют «альпинотипные» офиолиты «стратиформным» габбро-гипербазитовым образованиям. Однако детальное исследование автором Шельтинского габбро-перидотитового плутона на Сахалине, считавшегося типичным «стратиформным» геологическим телом, показало, что нет принципиальной разницы в структуре и составе так называемых альпинотипных и стратиформных офиолитовых ассоциаций. В каждой из них преобладают серпентинизированные гарцбургиты, а габброиды представлены норитами и габбро-норитами. Облик «расслоенности» создается жилами ортопироксенитов. Сравнение концентраций редкоземельных элементов в минералах альпинотипных и стратиформных гипербазитов не дает оснований для утверждения об их геохимической специализации.

Исходя из представления о геологических формациях как геологических телах, выделяемых по структуре и составу, следует признать, что офиолиты — это не отдельная формация и даже не формационный комплекс, но некоторые части по крайней мере двух формационных комплексов [20]. Первый представлен обычно дунит-гарцбургитовой (в других случаях норит-ортопироксенито-гарцбургитовой или габбро-ортопироксенито-дунитовой), диорит-габбровой и габбро-плагиигранитной, второй — спилит-диабазовой и пикрит-меймечитовой формациями. Сумма их в иерархическом ряду геологических тел осадочной оболочки Земли соответствует уровню собственно геосинклинального структурно-вещественного комплекса.

В процессе геологического развития этот комплекс претерпевает разнообразные деформации. В зонах глубинных разломов офиолиты дробятся вместе с другими геосинклинальными формационными комплексами (эффузивными, осадочными) с образованием зон меланжа. Меланж представлен тектоническими обломками гипербазитов, габброидов, эффузивов, кремнистых пород, граувакк, амфиболитов, глинистых сланцев, филлитов и известняков, сцементированных серпентинитовой массой. Детальное изучение таких зон А. Н. Речкиным и автором на Сахалине показало, что преобладающая ориентировка блоков, содержащих обломки, близка к вертикальной, а участки максимального меланжирования (насыщения серпентинитовой связующей массой) приходятся не на лежащий бок, но, как правило, на центральные части этих зон. Значит, зоны меланжа далеко не всегда располагаются в основании «аллохтонных пластин» (блоков «меланократового фундамента»), как это представляется сторонниками концепции первичной океанической коры.

Все сказанное выше о структуре и составе офиолитов, а также находки И. Т. Бакуменко и Н. Л. Добрецовым силикатных расплавов в офиолитовых габброидах указывает на то, что концепция первичной океанической коры не всегда подтверждается данными магматической геологии. Последовательность магматических формаций в геосинклинальных комплексах, соотношения гипербазитов, габброидов и эффузивных формаций не подтверждают «субслоистое» строение офиолитовых ассоциаций. По-видимому, офиолиты — составная часть эвгеосинклинальных формационных комплексов, природа которых разнообразна.

Среди эвгеосинклинальных систем в настоящее время выделяется два типа [38]. Первый тип — тип А — характеризуется кремнистыми, глинистыми, граувакковыми толщами и вулканитами основного состава. В эвгеосинклинальных системах типа Б большую роль играют также аркозы, вулканиты среднего и кислого состава (в том числе кварц-кератофировая формация), карбонатные породы. Примерами первого типа являются Сихотэ-Алинская и Восточно-Сахалинская системы, примером второго типа — Алазейско-Олойская система.

В эвгеосинклиналях типа Б геосинклинальные формационные комплексы включают значительные количества гранитоидов, эффузивные ассоциации отличаются некоторой контрастностью (наряду со спилитами и диабазами присутствуют андезиты, а иногда и дациты). Эти комплексы контактируют с метаморфическими блоками, которые могут классифицироваться как обломки кристаллического фундамента. Вулканиты здесь содержат ксенолиты гранито-гнейсов, метаморфических пород и резорбированных кристаллов кордиерита, алмандина, силлиманита. Такие эвгеосинклиналя, по-видимому, были заложены на кристаллическом основании.

В эвгеосинклинальных системах типа А основание нигде не вскрыто, гранитоиды существенной роли не играют, эффузивные ассоциации почти исключительно базитовые (резко преобладают



спилито-диабазовая формация) и часто только толеитовые, не содержат ксенолитов глубокометаморфизованных пород; среди осадочных формаций аркозы редки. Гипербазиты представлены, как правило, дунит-гарцбургитовой формацией. Для таких систем нет оснований предполагать кристаллический фундамент.

Снизу вверх в собственно геосинклинальном формационном комплексе спилит-диабазовая и кварц-кератофировая формации сменяются более контрастными ассоциациями, в которых увеличивается роль кислых вулканитов. Среди таких ассоциаций выделяются щелочные оливин-базальтовая (гавайитовая), гавайит-андезитобазальтовая, трахибазальтовая, дацит-андезитовая и др. В них преобладают базитовые вулканиты субщелочного характера, но в той или иной мере присутствуют, с одной стороны, спилиты и диабазы, а с другой — трахибазальты, трахиандезиты и трахидациты. Из базальтов встречаются как толеитовые, так и щелочные оливинные разновидности; однако шире развиты последние, увеличивается роль и высокоглиноземистых разновидностей. По соотношению щелочей и извести такие вулканиты могут относиться к щелочно-известковой или известково-щелочной, редко известковой сериям.

Из гранитоидов в собственно геосинклинальных формационных комплексах чаще всего участвуют диорит-плагногранитовая и габбро-плагногранитная формации, образованные сравнительно небольшими телами натровых гранитоидов (гранодиоритов, гранитов, плагногранитов), тоналитов, диоритов, кварцевых диоритов и габбро. Такие породы нередко также встречаются в тектонических обломках среди зон серпентинитового меланжа. Характерно, что гранитоиды этих формаций не содержат ксенолитов кристаллических сланцев.

Грандиозные масштабы в тихоокеанском складчатом обрамлении приобрели орогенные магматические формации. Они подробно освещены в работах Э. П. Изоха, Г. М. Фремда, В. И. Сухова, В. Ф. Белого, Л. И. Короновского, П. Е. Бевзенко и других исследователей. Общей закономерностью пространственного размещения орогенных магматических формаций является приуроченность их к разломам глубокого заложения, что отмечалось не раз Ю. А. Кузнецовым, Э. П. Изохом и др. Такие разломы фиксируются эпицентрами землетрясений, зонами повышенной трещиноватости пород и интенсивных пликтивных дислокаций. В геофизических полях они выражены гравитационными уступами и узкими линейными положительными магнитными аномалиями.

Ярким проявлением таких связей являются вулканогенные пояса, которые вытянуты на сотни и тысячи километров при ширине от нескольких километров до 40—70 км. Наиболее крупные из них — окраинно-континентальные, например, Восточно-Азиатский с Охотско-Чукотской, Восточно-Сихотэ-Алинской и другими ветвями. Они приурочены к глубинным разломам глобального масштаба, сопровождаемым интенсивными градиентами поля силы тяжести и перегибами рельефа поверхности Мохоровичича. Структура и состав вулканогенных поясов неоднократно описывались в литера-

туре. Большинство геологов подчеркивают гетерогенность «фундамента», на котором заложилась эти пояса. Действительно, вулканиды в них часто перекрывают блоки древних платформ, массивы разной степени консолидации и складчатые зоны палеозойд, а иногда и мезозойд.

Анализ определенных геосинклинальных формаций и обобщение вышеприведенных данных позволяет предложить следующие определения *собственно геосинклинальных и орогенных формационных комплексов*. Собственно геосинклинальные осадочные формационные комплексы — это интенсивно дислоцированные комплексы, состоящие из кремнисто-глинистых, кремнисто-сланцевых и песчано-глинистых формаций, в которых резко преобладают морские отложения. Можно также подразделить осадочные эвгеосинклинальный и миогеосинклинальный формационные комплексы по присутствию в первом кремнистых и глинисто-кремнистых формаций. Орогенные осадочные формационные комплексы слабо дислоцированы и сложены преимущественно наземно-пресноводными грубообломочными, часто угленосными отложениями (псефито-глинисто-песчаниковые и псефито-песчаниковые формации).

Можно предложить такое определение собственно геосинклинальных магматических формационных комплексов — это комплексы с резким преобладанием слабо дифференцированных базитовых формаций, присутствием гипербазитов и незначительным развитием гранитоидов. Характерные формации: спилит-диабазовая, коматитовая, пикрит-меймечитовая, дунит-гарцбургитовая, норит-ортопироксенит-гарцбургитовая, габбро-плагиогранитовая. Признаками орогенных магматических формационных комплексов, на наш взгляд, являются: 1) преобладание известково-щелочных и щелочных контрастных серий вулканидов с широким развитием салитов, 2) преобладание среди интрузивов гранитоидных формаций, 3) присутствие щелочносалических формаций (трахидацит-трахилипаритовая, гранит-аляскитовая и др.).

Затем в рамках статических построений проводилась пространственная корреляция выделенных геологических тел, что является основой для последующей корреляции события, процессов во времени. На этом этапе решались вопросы взаимосвязи осадочных и магматических формаций и формационных комплексов, пликративных и дизъюнктивных дислокаций, соотношений поверхностей и глубинной структуры. Это достигалось совмещением карт и схем магматических и осадочных формаций, дислокаций, мощностей земной коры, районирования гравитационного поля.

Согласно общим методологическим принципам дислокации геологических тел — неотъемлемая черта самих тел. Однако четкая корреляция между веществом и структурой геологических тел часто отсутствует. Это хорошо можно проиллюстрировать, сравнив, например, структуру и состав дна окраинно-континентальных дальневосточных морей и внутриконтинентальных морских впадин Черного и Каспийского морей. По структуре (характер дислоцированности, мощность рыхлых осадков, соотношение осадочного чехла с

фундаментом) они близки. Однако, судя по результатам драгирования, эти впадины существенно различаются по составу. В первых большую роль играют эвапориты и соленосные отложения, а вулканиты отсутствуют, а во вторых широко развиты кремнистые отложения типа опок и диатомитов, а также туфы и эффузивные породы основного состава. Выясняется также, что в одних случаях в разных частях формационных комплексов отмечаются разные дислокации, в других случаях несколько формационных комплексов обладают одинаковым типом дислокаций. Поэтому ниже будут приведены обобщенные сведения о дислокациях формационных комплексов.

Выяснив пространственные соотношения геологических тел, можно приступить к решению ретроспективных задач и корреляции геологических процессов. Предпосылки возможности изучения геологического прошлого заключаются в самих статических системах: по наличию определенной структуры, т. е. соотношению геологических объектов между собой, мы можем судить о последовательности событий, а по вещественным особенностям геологических тел — о их происхождении (генезисе). Кроме того, накоплен огромный эмпирический материал по мощностям отложений, дислокациям, морфологии геологических тел. Однако здесь имеется ряд методологических трудностей. Главная из них — выработка методики перехода от статических построений к ретроспективным (историко-генетическим). Это так называемый «межвременной переход», который основан на методе актуализма, являющемся общим методом для ретроспективных построений.

В статических построениях мы фиксируем «следы прошлого». Последовательность таких «следов» устанавливается по взаимоотношениям геологических тел, которые служат свидетельством некоторых событий в прошлом. Однако одних знаний о статических системах недостаточно для реконструкции тектонических движений. На помощь приходят динамическая геология, когда геологические процессы оказываются наблюдаемыми или экспериментально воспроизводимыми, а также фациальные реконструкции, анализ мощностей, восстановление палеогеографических условий образования геологических тел. Все это использовалось при временной корреляции процессов. При восстановлении геологических событий широко применялся метод распространенной аналогии (метод актуализма), при котором данные статической и динамической геологии переносятся на объект геологического прошлого.

Выводы, основанные на аналогиях, конечно, не однозначны, поскольку они основаны на наших представлениях о способе образования геологических тел, а эти представления со временем меняются. Поэтому все историко-генетические выводы являются гипотетическими и настаивать на них не следует. Однако многие методологи не склонны абсолютизировать различия между историческими и статическими моделями. Статические и ретроспективные модели не заменяют, но дополняют друг друга. Это два направления исследований, в определенной мере зависимые одно от другого:

статические системы — результат процесса, а процесс восстанавливается по статическим наблюдениям. Поэтому принцип историзма и принцип структурализма не должны противоречить друг другу. Очертить же границы применимости историко-генетических исследований можно, оговорив в каждом случае принятые аксиомы, правила, допущения. Иными словами, ретроспективные модели основываются на статических и динамических построениях с использованием некоторых принципов и постулатов.

По-видимому, без исторических реконструкций в геологии нельзя обойтись. Во-первых, всегда возникает стремление узнать, как произошло то или иное геологическое тело. Во-вторых, геологи имеют дело с Землей, которая постоянно изменяется (в геологическом смысле), поэтому ее можно сравнить с живым организмом. И синтез этого «организма» невозможен без исторических реконструкций. Кроме того, исторические построения позволяют прогнозировать геологическое развитие тех или иных структур в будущем. Однако не следует смешивать статическую, динамическую и ретроспективную геологию до синтеза их в единый «организм» более общей теории.

В данной работе в качестве главной идеи принята концепция фиксизма. Конечно, с позиций признания ведущей роли горизонтальных движений литосферных плит тектоническая эволюция рассматриваемого региона может быть представлена в ином виде. Особенно это касается истории дальневосточных морей, геологических данных по которым еще мало.

Направление и величина вертикальных движений определялись по типу и мощности накопившихся осадков, возраст которых датируется палеонтологическими методами. Интенсивность нисходящих движений оценивалась скоростью прогибания, которая вычислялась из мощности отложений с использованием существующей шкалы абсолютного времени. При этом делалось допущение, что скорость осадконакопления в общем плане соответствует скорости суммарного прогибания. Конечно, мощности и величины прогибаний далеко не всегда прямо зависимы друг от друга: имеются некомпенсированные прогибы, на поверхности Земли могут накапливаться значительные по мощности эффузивные толщи, не сопровождаемые столь же сильным опусканием земной коры. Но все же в среднем, на уровне формационных комплексов, принятое допущение представляется вероятным. Второе допущение — предположение, что влияние гравитации на осадконакопление было постоянным в течение мезозоя и кайнозоя (т. е. изменения силы тяжести не учитываются).

Методика непосредственно ретроспективных построений была следующей. Вдоль геологических профилей современной структуры строились графики скоростей прогибания (скоростей осадконакопления) и палеоструктурные профили по возрастным интервалам каждого формационного комплекса. Затем, с использованием эмпирических данных, строились палеотектонические схемы по тем же возрастным интервалам, что и палеоструктурные профили. Каж-

дая палеотектоническая схема отражает обстановку времени образования соответствующего формационного комплекса. При этом на палеотектонических картах восстанавливалась по возможности полная геологическая структура для взятого отрезка времени перед началом следующего этапа, в том числе там, где она (структура) в последующем была размыта.

Каждая палеотектоническая схема представляет собой как бы кадр кинофильма в геологической истории региона. Этот метод в литературе получил название кинематографического метода А. Бергсона. И дело здесь не в количестве «кадров» (в принципе их можно сделать любое количество), а в их содержании. Важно, чтобы монтаж «снимков» в «киноленту» не был механической операцией, но проводился бы согласно принятой концепции.

В литературе историю геологического развития принято проводить от ранних к более поздним этапам. Нам представляется более корректным, согласно принципу актуализма, излагать ее от более молодых к древним этапам, поскольку речь идет о восстановлении древней истории по «следам прошлого», сохранившимся в современной геологической структуре. Как бы снимая все более древние вещественные и структурные проявления, объективнее доказываются последовательность геологического развития изученного региона. Соответственно реконструкции для более молодых этапов являются менее гипотетичными, чем для более древних периодов истории.

Мостиком между ретроспективными построениями и современными процессами служат неотектонические модели, в которых для реконструкции новейших тектонических движений используются как динамические, так и статические данные, геоморфологические и геологические методы. Это позволяет связать в одну цепочку событий геологическую структуру региона, накопление вещества и тектонические движения.

На заключительном этапе исследований проводилось районирование территории юга на Дальнем Востоке СССР с выделением эндогенных режимов, а затем типов геологического развития. Первые, по В. В. Белоусову [3], характеризуются определенными формами, масштабами и последовательностью тектонических движений, магматических и метаморфических процессов и существуют в той или иной области на протяжении какого-либо периода геологического времени. Другими словами, эндогенный режим — это обусловленные внутренними причинами условия существования определенной территории в течение некоторого отрезка геологического времени. Признаками эндогенных режимов, по В. В. Белоусову, являются: 1) соотношения между поднятиями и опусканиями земной коры, 2) степень контрастности вертикальных движений, 3) характер складчатых и разрывных дислокаций, 4) тип и интенсивность магматизма, 5) характер метаморфизма, 6) степень проницаемости земной коры (лучше сказать, гипергенной оболочки) как главный, определяющий признак.

Последовательность эндогенных режимов некоторой территории в течение длительного времени определяется нами как тип геологического развития. При этом подразумевается, что одновременно и совместно с эндогенными процессами всегда проявляются и экзогенные процессы. В образовании многих геологических тел (например, осадочных формаций и их комплексов) обычно участвуют те и другие. Однако последние, как правило, являются следствием первых. Главным же признаком для отнесения к тому или иному типу геологического развития служит набор формационных комплексов, которые несут на себе следы событий прошлого. Выделение районов с однотипной последовательностью эндогенных режимов, с однотипной историей геологического развития позволяет синтезировать все данные по магматизму, метаморфизму, деформациям и другим тектоническим движениям. В отличие от принятых в литературе подходов, при таком тектоническом районировании учитывается длительная история развития.

Необходимо особо подчеркнуть, что все ретроспективные построения опирались на статические модели, основа которых — формационные комплексы. Именно анализ формационных комплексов позволил по новому дать характеристику таких геологических объектов, как вулканогенный пояс, офиолиты, зона меланжа, геосинклиналь, орогенная впадина, континент, океан, зона сочленения между ними.

Данное исследование осуществлялось в основном на качественном уровне, хотя на разных этапах применялись и количественные методы, в частности графические методы изображения геологических тел (изопахиты земной коры, формационных комплексов и др.). Использовался также дискретный метод при установлении перерывов сплошности в пространстве признаков, характеризующих то или иное геологическое тело, определении структурной неоднородности геологических тел. Так, при выделении геологических формаций использовались перерывы в количественных соотношениях пород.

Нет сомнений в том, что широкое внедрение математических методов в геологию необходимо. Однако перед тем как переводить геологию на логико-математические «рельсы», совершенно обязательно, с нашей точки зрения, уточнение понятий, выявление структурных соотношений и корреляционных связей между различными геологическими телами и явлениями, проверка принятых концепций и существующих гипотез. Чтобы не коррелировать уже скоррелированные тела или явления, не закладывать в ЭВМ разнородные, чуждые друг другу характеристики, необходимо сначала их максимально вычленить. Только с учетом этого математические методы помогут установлению истинных закономерностей строения и развития как отдельных регионов, так и Земли в целом.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ТЕЛА ЮЖНОЙ ЧАСТИ ДАЛЬНОГО ВОСТОКА СССР

Регион охватывает восточные отроги Буреинского кристаллического массива, Сихотэ-Алинскую складчатую область, Восточно-Сихотэ-Алинский вулканогенный пояс, Сахалинскую складчатую область, Курильскую островную систему, а также структурные элементы дна Татарского пролива, Охотского моря и северной части Японского моря. Здесь развиты разновозрастные комплексы, но наибольшим распространением пользуются мезозойские и кайнозойские образования.

В данном разделе описываются геологические тела мезозойского и кайнозойского возраста, закартированные в пределах территорий изученного региона, и проводится корреляция их с объектами, выделяемыми, чаще всего по геофизическим данным, на дне акваторий дальневосточных морей. Геологические тела рассматриваются на уровне формаций и формационных комплексов.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ

Объектами формационного анализа служили осадочные и магматические ассоциации мезозойского и кайнозойского возраста. В табл. 1 приведен состав осадочных ассоциаций Сахалина. По материковой части юга Дальнего Востока СССР использованы данные соответствующего тома «Геологии СССР» [15] и монография В. Г. Варнавского [7], по Курильским островам — работа К. Ф. Сергеева [32].

В табл. 2 приведен петрографический состав магматических комплексов территории Дальнего Востока СССР (вместе с Монголо-Охотской складчатой областью, Охотско-Чукотским вулканогенным поясом и Алеутской островной дугой).

Формационное расчленение кайнозойских образований о-ва Сахалин и Большой Курильской гряды показано на рис. 2, где на стратиграфических колонках сплошными линиями разделены геологические (осадочные и вулканические) формации. На этом же рисунке проведена возрастная корреляция разрезов; границы осадочных формаций не всегда совпадают со стратиграфическими свитами, нередко в одну формацию объединяются две свиты.

Границы осадочных и вулканических формаций материковой части юга Дальнего Востока СССР (рис. 3) часто совпадают с поверхностями несогласий и границами стратиграфических свит. Кайнозойские образования здесь являются наземно-пресноводными, отличаются большой фациальной изменчивостью, поэтому границы формаций иногда условны.

Все мезозойские и кайнозойские геологические формации региона показаны на рис. 4, к которому необходимы лишь небольшие комментарии. Существуют определенные сложности с увязкой стратиграфии по фауне и флоре и по различным их классам и се-

Литологический состав мезо-кайнозойских осадочных ассоциаций о-ва Сахалин

Стратиграфические подразделения	Возраст	Породные группы	Соотношения пород, %
Лангерийская свита (верхняя часть)	P—T (?)	Глинистые породы Граувакки Кремнистые породы	75 20 5
То же (нижняя часть)	То же	Глинистые породы Граувакки Кремнистые породы	60 30 10
Дербышевская свита	»	Глинистые породы Кремнистые породы Граувакки Известняки	45 40 10 5
Верхняя часть бахуринской, нижняя часть симинской и синявинская свиты	»	Глинистые породы Кремнистые породы Граувакки Известняки	60 25 10 5
Далдаганская свита	MZ ₁ (?)	Глинистые породы Кремнистые породы Граувакки Известняки	50 30 10 10
Островская свита	I ₃ —K ₁	Кремнистые породы Глинистые породы Известняки	60 30 10
Орлинская свита	То же	Кремнистые породы Глинистые породы	85 15
Житницкая свита	I ₃ —K ₁ ²	Глинистые породы Кремнистые породы Граувакки Известняки	55 30 10 5
Остринская свита	То же	Глинистые породы Кремнистые породы Граувакки Известняки	50 30 10 10
Нижняя подсвита новиковской свиты	»	Граувакки Глинистые породы Кремнистые породы	70 25 5

Продолжение табл. 1

Стратиграфические подразделения	Возраст	Породные группы	Соотношения пород, %
Средняя подсвита новиковской свиты	$I_3-K_1^2$	Глинистые породы Кремнистые породы Граувакки	45 35 10
Верхняя подсвита новиковской свиты	То же	Глинистые породы Граувакки Псефиты Кремнистые породы	50 35 10 5
Хойская свита	»	Глинистые породы Граувакки Псефиты Кремнистые породы	45 40 10 5
Самохинская свита	K_1	Глинистые породы Кремнистые породы Граувакки	50 40 10
Побединская свита	K_{1-2}	Граувакки Глинистые породы Псефиты	55 35 10
Богатинская и раkitинская свита	K_2	Кремнистые породы Глинистые породы Граувакки Известняки	55 30 10 5
Березовская свита	То же	Глинистые породы Граувакки Кремнистые породы Псефиты	80 10 5 5
Быковская и тымовская свиты	»	Глинистые породы Граувакки Псефиты	85 10 5
Айская и найбинская свиты	»	Граувакки Глинистые породы	55 45
Красноярковская свита	»	Граувакки Глинистые породы Псефиты	60 30 10
Верблюжегорская, жонкьерская и арковская свиты	»	Граувакки Глинистые породы Псефиты	50 40 10

Стратиграфические подразделения	Возраст	Породные группы	Соотношения пород, %
Тойская, томинская и славянская свиты	K ₂	Глинистые породы Граувакки Псефиты	55 40 5
Заслоновская, туровская и ольдонская свиты	То же	Глинистые породы Граувакки	60 40
Каменская, нижнедуйская и снежинская свиты	»	Граувакки Глинистые породы Псефиты	55 30 15
Краснопольевская свита	P ₂	Граувакки Глинистые породы Псефиты	70 25 5
Такарадайская, аральская и низы аракайской свиты	P ₂₋₃	Глинистые породы Граувакки Псефиты	65 30 5
Гастелловская и люкаминская свиты	P ₃	Граувакки Глинистые породы Псефиты	60 30 10
Верхи аракайской и холмская свита	N ₁	Опоковидные породы Граувакки	75 25
Невельская свита	То же	Граувакки Опоковидные породы Псефиты	50 40 10
Углегорская, верхнедуйская и вагисская свиты	»	Глинистые породы Граувакки Псефиты	60 30 10
Энгизпальская свита	»	Граувакки Псефиты	90 10
Мутновская и пиленгская свиты	»	Опоковидные породы Граувакки	90 10
Тумская и пильская свиты	»	Опоковидные породы Глинистые породы Граувакки	50 40 10
Мачигарская свита	»	Глинистые породы Граувакки	70 30
Даехуринская и уйнинская свиты	»	Опоковидные породы Глинистые породы	60 40

Стратиграфические подразделения	Возраст	Породные группы	Соотношения пород, %
Курасийская и окобыкайская свиты	N ₁	Глинистые породы	45
		Опоковидные породы	45
		Граувакки	10
Борская свита	То же	Глинистые породы Граувакки	90 10
Сертунайская свита	»	Граувакки Глинистые породы	60 40
Дагинская свита	»	Граувакки Глинистые породы Псефиты	80 15 5
Каскадная, венгерийская и маямрафская свиты	»	Глинистые породы Граувакки	90 10
Нижняя подсвита маруямской свиты	»	Глинистые породы Опоковидные породы Граувакки	55 25 20
Уранайская свита	N ₂	Граувакки Глинистые породы	90 10
Хузинская свита	То же	Глинистые породы Граувакки	90 10
Верхняя подсвиты маруямской свиты	»	Граувакки Глинистые породы Псефиты	50 30 20
Тенгинская свита	»	Граувакки	100
Матитукская и помырская свиты	»	Граувакки Глинистые породы Псефиты	80 10 10
Четвертичные отложения	Q	Граувакки Глинистые породы Псефиты	50 30 20

Петрографический состав магматических комплексов
Дальнего Востока СССР

Стратиграфические подразделения, массивы	Возраст	Природные группы	Соотношение пород (%)	
			фактическое	в трех-компонентной системе
<i>Сихотэ-Алинская складчатая область</i>				
Гипербазиты Аниойской зоны	PZ ₃	Дуниты	40	45
		Верлиты	30	33
		Клинопироксениты	20	22
		Гарцбургиты	10	—
То же, Хорской зоны	То же	Верлиты	40	47
		Клинопироксениты	25	30
		Дуниты	20	23
		Гарцбургиты	10	—
		Лерцолиты	5	—
То же, Наданьхада-Бикинской зоны	»	Верлиты	50	53
		Клинопироксениты	25	26
		Дуниты	20	21
		Горнблендиты	5	—
То же, Бикинской зоны	»	Гарцбургиты	45	57
		Дуниты	35	43
		Лерцолиты	10	—
		Верлиты	5	—
		Клинопироксениты	5	—
Ариадненский комплекс Южно-Приморской зоны	»	Габбро	30	41
		Клинопироксениты	25	33
		Верлиты	20	26
		Нориты	10	—
Базиты Бикинской зоны	»	Лерцолиты	10	—
		Горнблендиты	5	—
		Габбро	85	85
		Нориты	15	15
То же, Хасано-Гродковской зоны	»	Габбро	80	80
		Диориты	20	20
То же, Хорской зоны	»	Нориты	40	45
		Амфиболиты	30	33
		Габбро	20	22
		Горнблендиты	10	—

Стратиграфические подразделения, массивы	Возраст	Природные группы	Соотношение пород (%)	
			фактическое	в трехкомпонентной системе
Кленовский массив Южно-Приморской зоны	PZ ₃	Диориты	50	55
		Габбро	25	28
		Гранодиориты	15	17
		Граниты	10	—
Гипербазиты Хунгарийской зоны	T ₃ —T ₁	Гарцбургиты	50	56
		Дуниты	40	44
		Лерцолиты	10	—
Базиты Хунгарийского комплекса	То же	Габбро	75	75
		Нориты	25	25
То же, Светловодный массив	K ₁	Монцониты	70	74
		Клинопироксениты	15	16
		Сиениты	10	—
		Габбро	5	—
То же, Баппинского комплекса Хуту-Джаурской зоны	K ₂	Диориты	50	56
		Монцониты	40	44
		Габбро	10	—
Шмаковский комплекс	То же	Граниты	70	78
		Аляскиты	20	22
		Граносиениты	10	—
Гродековский комплекс	PZ ₃ ^a	Граниты	55	62
		Аляскиты	35	38
		Гранодиориты	5	—
		Диориты	5	—
Салиты Хунгарийского комплекса Хуту-Джаурской зоны	K ₁	Гранодиориты	70	70
		Граниты	30	30
Тугурский комплекс Ульбанской зоны	То же	Граниты	70	78
		Гранодиориты	20	22
		Диориты	10	—
Эвурский комплекс Эвурской зоны	»	Гранодиориты	75	79
		Граниты	20	21
		Диориты	5	—

Стратиграфические подразделения, массивы	Возраст	Природные группы	Соотношение пород (%)	
			фактическое	в трех-компонентной системе
Салиты Баппинского комплекса Бута-Коппинской зоны	K ₂	Диориты	45	57
		Монзониты	35	43
		Гранодиориты	10	—
		Граниты	10	—
Салиты Тумнинского комплекса Тумнинской зоны	То же	Гранодиориты	55	58
		Граниты	40	42
		Диориты	5	—
То же, Нижнеамурского комплекса Нижнеамурской зоны	»	Гранодиориты	60	66
		Граниты	15	17
		Диориты	15	17
		Монзониты	5	—
		Габбро	5	—
Салиты Нижнеамурского комплекса Пильда-Лимурийской зоны	K ₂	Гранодиориты	75	83
		Граниты	15	17
		Диориты	5	—
		Плагиограниты	5	—
Верхнеудоминский комплекс Аюйской зоны	K ₂	Граниты	75	83
		Диориты	15	17
		Монзониты	10	—
Самаргинский комплекс	K ₂ -P	Граниты	65	71
		Гранодиориты	25	29
		Диориты	5	—
		Монзониты	5	—
Краснореченская и джаурская свиты	I ₃ -K ₁	Диабазы	70	78
		Спилиты	20	22
		Андезито-базальты	10	—
Киселевская свита Горинской зоны	То же	Диабазы	60	67
		Спилиты	30	33
		Андезито-базальты	10	—
Мерекская свита Амгуньской зоны	»	Диабазы	50	56
		Спилиты	40	44
		Андезито-базальты	10	—

Стратиграфические подразделения, массивы	Возраст	Природные группы	Соотношение пород (%)	
			фактическое	в трехкомпонентной системе
Тугурский комплекс Ульбанской зоны	K ₁	Андезиты	60	75
		Дациты	20	25
		Андезито-базальты	10	—
		Липариты	10	—
Эвурский комплекс Эвурской зоны (нижняя часть)	То же	Трахиандезиты	80	100
		Трахидациты	10	—
		Липариты	10	—
То же (верхняя часть)	»	Липариты	90	100
		Трахидациты	10	—
Баллинский комплекс Бута-Коппинской зоны	»	Дациты	60	60
		Андезиты	40	40
Бута-Анойское вулканическое поле Бута-Коппинской зоны	»	Липариты	50	57
		Дациты	40	43
		Андезиты	10	—
Вулканиды Ульской зоны	K ₂ -P	Андезиты	42	47
		Дациты	27	30
		Андезито-базальты	21	23
		Плагиобазальты	10	—
Кузнецовская свита Эвурской зоны	P	Андезито-базальты	80	80
		Андезиты	20	20
Кизинская свита Западно-Сихотэ-Алинского пояса	N ₁	Гавайиты	80	82
		Андезито-базальты	17	18
		Андезиты	3	—
<i>Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс</i>				
Мопаусский комплекс Бута-Коппинской зоны	K ₂	Липариты	70	82
		Трахиллипариты	15	18
		Трахиандезиты	10	—
		Дациты	5	—
Тумнинский комплекс (верхняя часть) Тумнинской зоны	То же	Андезито-базальты	70	70
		Плагиобазальты	15	15
		Андезиты	15	15
Тумнинский комплекс (нижняя часть) Тумнинской зоны	»	Дациты	80	84
		Андезиты	15	16
		Липариты	5	—

Стратиграфические подразделения, массивы	Возраст	Природные группы	Соотношение пород (%)	
			фактическая	в трех-компонентной системе
Нижнеамурский комплекс Нижнеамурской зоны	K ₂	Андезиты	50	60
		Дациты	20	23
		Андезито-базальты	15	17
		Липариты	10	—
		Плагриобазальты	5	—
Маломихайловская свита Ульбанской зоны	То же	Андезиты	70	70
		Дациты	30	30
Толща липаритов Ульбанской зоны	»	Липариты	90	100
		Дациты	10	—
Амурская свита Эвурской зоны	»	Андезиты	60	67
		Дациты	30	33
		Андезито-базальты	10	—
Самаргинская свита (северная часть пояса)	K ₂ —P	Дациты	65	65
		Андезиты	20	20
		Липариты	15	15
То же (южная часть пояса)	То же	Дациты	70	70
		Липариты	30	30
Кузнецовская свита (южная часть пояса)	P	Плагриобазальты	65	71
		Андезито-базальты	25	29
		Андезиты	10	—
Колчанская свита	То же	Трахилипариты	60	60
		Трахидациты	40	40
Кизинская свита (северная часть пояса)	N ₁	Гавайиты	60	66
		Андезито-базальты	30	33
		Андезиты	10	—
Кизинская свита (южная часть пояса)	То же	Гавайиты	65	65
		Трахибазальты	20	20
		Трахиандезиты	15	15
Совгаванская свита южной части пояса	N ₂ —Q	Толенты	80	80
		Гавайиты	20	20
То же, средней части пояса	То же	Толенты	90	100
		Андезито-базальты	8	—
		Андезиты	2	—

Стратиграфические подразделения, массивы	Возраст	Природные группы	Соотношение пород (%)	
			фактическое	в трех-компонентной системе
Совгаванская свита северной части пояса	N_2-Q	Толейты Андезито-базальты Гавайиты	65 25 15	65 25 15
<i>Буреинский массив</i>				
Междуречье Буреи и Селемджи	$PR-E_1$	Липариты Дациты Андезиты	60 30 10	67 33 —
То же, долина р. Буреи	То же	Гавайиты Андезито-базальты Липариты	60 30 10	67 33 —
То же, долина р. Зеи	C	Андезиты Андезито-базальты Плагиобазальты	75 15 10	82 18 —
Талданский комплекс Гонжинской зоны	K_1	Андезиты Дациты Андезито-базальты	60 30 10	67 33 —
Талдано-Буреинский комплекс Зейско-Депской зоны	То же	Андезиты Андезито-базальты Дациты	75 15 10	84 16 —
То же, Октябрьской зоны	»	Андезиты	100	100
То же, Селемджинской зоны	»	Андезиты Андезито-базальты Дациты	70 20 10	78 22 —
То же, Бысса-Устьбу-реинской зоны	»	Андезито-базальты Гавайиты Андезиты Дациты	50 30 10 10	62 38 — —
Поярковский комплекс Нижне-Селемджинской зоны	»	Андезито-базальты Гавайиты Андезиты Липариты	65 20 10 5	75 25 — —

Стратиграфические подразделения, массивы	Возраст	Природные группы	Соотношение пород (%)	
			фактическое	в трех компонентной системе
Поярковский комплекс Нижне-Зейской зоны	K ₁	Гавайиты Андезито-базальты	75 25	75 25
Хингано-Олонойский комплекс Бысса-Устьбу-реинской зоны	K ₁₋₂	Трахилипариты Трахидацинты	90 10	100 —
Хингано-Олонойский комплекс Бирско-Белоян-ской зоны	То же	Трахиндезиты Трахидацинты Андезиты	70 15 10	82 18 —
То же (нижняя часть), Хингано-Яуринской зо-ны	»	Андезито-базальты Трахилипариты Трахидацинты	5 90 10	— 100 —
То же (верхняя часть)	K ₁₋₂	Трахиндезиты Андезито-базальты Дацинты Гавайиты	60 20 10 10	75 25 — —
Эзопский комплекс Эзопской зоны (нижняя часть)	То же	Липариты Дацинты	95 5	100 —
То же (верхняя часть)	»	Андезиты	100	100
Бутакинский комплекс Бирско-Белоянской зоны (верхняя часть)	»	Липариты	100	100
То же (нижняя часть)	»	Трахиндезиты Дацинты Андезито-базальты	60 30 10	67 33 —
Селитканский комплекс Селитканской зоны (верхняя часть)	»	Липариты Дацинты	85 15	85 15
То же (нижняя часть)	»	Андезиты Дацинты	90 10	100 —

Стратиграфические подразделения, массивы	Возраст	Природные группы	Соотношение пород (%)	
			фактическое	в трехкомпонентной системе
Иороханский комплекс Тирмо-Ниманской зоны (окраинная часть)	K ₁₋₂	Андезиты Андезито-базальты	80 20	80 20
То же (центральные части)	То же	Дациты Андезиты Липариты	70 25 5	73 27
Мяо-Чанский комплекс Курско-Комсомольской зоны	»	Дациты Андезиты Липариты	55 30 15	55 30 15
Харинский комплекс Мамынской зоны	T	Аляскиты Граниты Гранодиориты	70 15 15	70 15 15
То же, Туранской зоны	T	Аляскиты Граниты	95 5	100 —
Диканский комплекс Западно-Туранской зоны	I ₃ -K ₁	Граниты Гранодиориты Аляскиты Диориты	65 25 5 5	71 29 — —
Верхнеамурский комплекс Гонжинской зоны	K ₁	Гранодиориты Граниты Монзониты	70 20 10	78 22 —
То же, Октябрьской зоны	То же	Диориты Плагииграниты Граниты	70 20 10	78 22 —
Талдано-Буреинский комплекс Зейско-Депской зоны	»	Гранодиориты Диориты	75 15	75 15
То же, Октябрьской зоны	»	Диориты Гранодиориты Граниты	70 20 10	28 27 —
Селитканский комплекс Селитканской зоны	K ₁₋₂	Гранодиориты Граниты Диориты	55 40 5	58 42 —

Стратиграфические подразделения, массивы	Возраст	Природные группы	Соотношение пород (%)	
			фактическое	в трехкомпонентной системе
Мяо-Чанский комплекс Курско-Комсомольской зоны	K ₁₋₂	Диориты Монзониты Граниты	55 25 20	55 25 20
То же, Баджальской зоны	»	Диориты Монзониты Граниты	55 30 15	55 30 15
Дуссе-Алинский комплекс Дуссе-Алинской зоны	K ₂	Граниты Гранодиориты	85 15	85 15
Эзопский комплекс Эзопской зоны	То же	Граниты Гранодиориты	83 17	83 17
<i>Монголо-Охотская складчатая область</i>				
Вулканиды Джидинской зоны	E ₁	Спилиты Диабазы	60 40	60 40
То же, Агинской зоны	D ₁₋₂	Трахидациты Липариты Андезиты	55 35 10	62 38 —
Уртуйская свита Могоутуйского хребта	C ₁	Андезиты Липариты Дациты	90 5 5	100 — —
Зуншивеинский комплекс	То же	Липариты Дациты	95 5	100 —
Типаринский комплекс	»	Дациты Андезиты Липариты	60 30 10	68 32 —
Инчаглинский комплекс	PZ ₃	Диориты Плагииграниты	65 35	65 35
Пиканский комплекс	То же	Габбро Диориты	65 35	65 35
Феклистовский массив Шантарских островов	I ₃ -K ₁	Клинопироксениты Дуниты Верлиты Габбро	45 30 20 5	48 32 20 —

Стратиграфические подразделения, массивы	Возраст	Природные группы	Соотношение пород (%)	
			фактическое	в трех-компонентной системе
<i>Охотско-Чукотский вулканический пояс</i>				
Ульбериканская свита	K ₁	Андезиты Андезито-базальты	70 30	70 30
Магейская свита	K ₁₋₂	Андезито-базальты Дациты Плаггиобазальты	65 30 5	68 32 —
Верхние части джолонской и немуйканской свиты	K ₁	Липариты Дациты	65 35	65 35
Удской комплекс (I фаза) Удской зоны	I ₃ -K ₁	Гранодиориты Граниты Диориты Габбро	77 15 5 3	94 16 — —
То же (II фаза)	То же	Гранодиориты Диориты Габбро	70 25 5	74 26 —
Джугджурский комплекс (центральная часть пояса)	K ₁₋₂	Гранодиориты Диориты Граниты Габбро	63 30 5 2	68 32 — —
То же (южная часть пояса)	То же	Гранодиориты Граниты Диориты	60 20 20	60 20 20
Этанджинский комплекс	K ₂	Аляскиты Граниты Диориты	65 30 5	69 31 —
<i>Сахалинская складчатая область</i>				
Остринская и житницкая свиты	I ₃ -K ₁	Спилиты Диабазы Толенты Авгтиты	55 35 8 2	62 38 — —

Стратиграфические подразделения, массивы	Возраст	Природные группы	Соотношение пород (%)	
			фактическое	в трехкомпонентной системе
Новиковская и островская свиты	I ₃ —K ₁	Спилиты	50	67
		Диабазы	25	33
		Толенты	10	—
		Кератофиры	10	—
		Авгититы, меймечиты и пикриты	5	—
Далдаганская серия	MZ ₁	Диабазы	60	67
		Спилиты	30	33
		Толенты	10	—
Орлинская свита	I ₃ —K ₁	Спилиты	75	77
		Диабазы	23	23
		Авгититы	2	—
Сокольский комплекс	P—T (?)	Гарцбургиты	45	54
		Дуниты	40	46
		Лерцолиты	8	—
		Ортопироксениты	5	—
		Горнблендиты	2	—
Набильский комплекс	I ₃ —K ₁	Гарцбургиты	50	59
		Дуниты	35	41
		Лерцолиты	10	—
		Ортопироксениты	5	—
Водопадненский комплекс	То же	Гарцбургиты	60	64
		Дуниты	20	21
		Лерцолиты	15	15
		Ортопироксениты	5	—
Левенштерновский комплекс	»	Гарцбургиты	50	62
		Дуниты	30	38
		Ортопироксениты	10	—
		Лерцолиты	10	—
Ивашкинский комплекс	K ₁	Габбро	60	67
		Диориты	30	33
		Нориты	8	—
		Монцониты	2	—
Новиковский комплекс	То же	Габбро	50	56
		Диориты	40	44
		Нориты	10	—
		Троктолиты	1	—

Стратиграфические подразделения, массивы	Возраст	Природные группы	Соотношение пород (%)	
			фактическая	в трехкомпонентной системе
Томинский комплекс	K ₁	Габбро Диориты	70 30	70 30
Междуреченский комплекс	То же	Плагииграниты Диориты Габбро Гранодиориты	40 40 10 10	50 50 — —
Северошмидтовский комплекс	»	Плагииграниты Диориты Габбро Гранодиориты Нориты Плагииоклазиты	45 20 15 10 5 5	55 27 18 — — —
Учирская свита	K ₂	Трахибазальты Гавайиты Трахиандезиты Дациты Липариты	40 25 20 10 5	47 30 23 — —
Ракитинская и березовская свиты	То же	Спилиты Гавайиты Трахибазальты Андезито-базальты	35 35 20 10	39 39 22 —
Марийская свита	»	Гавайиты Трахиандезиты Трахибазальты Трахиандезито-базальты Трахидациты	35 30 20 10 5	42 35 23 — —
Славянская свита	»	Трахибазальты Трахиандезиты Гавайиты Трахидациты Трахилипариты	50 20 15 10 5	59 24 17 — —
Гераньский комплекс	»	Диориты Габбро Нориты Плагииграниты	60 30 5 5	67 33 — —

Стратиграфические подразделения, массивы	Возраст	Природные группы	Соотношение пород (%)	
			фактическое	в трехкомпонентной системе
Березовский комплекс	K ₂ -P	Гарцбургиты	40	54
		Ортопироксениты	20	23
		Нориты	20	23
		Дуниты	10	—
		Габбро	5	—
		Лерцолиты	3	—
		Верлиты	1	—
Вебстериты	1	—		
Лангерийский комплекс	P	Гранодиориты	45	50
		Граниты	30	33
		Диориты	15	17
		Плагиограниты	10	—
Анивский комплекс	То же	Гранодиориты	40	43
		Граниты	35	37
		Диориты	20	20
		Плагиограниты	5	—
Аракайская свита	P ₃ -N ₁	Андезито-базальты	80	80
		Андезиты	20	20
Чеховская свита	N ₁	Андезито-базальты	55	60
		Толеиты	20	23
		Гавайиты	15	17
		Андезиты	10	—
Сергеевский комплекс	То же	Диориты	65	65
		Габбро	35	35
Агневская и хойнджинская свиты	P ₃ -N ₁	Андезито-базальты	60	75
		Андезиты	20	25
		Плагиобазальты	10	—
		Толеиты	10	—
Хандасинская свита	»	Андезито-базальты	90	100
		Плагиобазальты	10	—
Мачигарская свита	N ₁	Трахиандезиты	60	74
		Трахиандезито-базальты	20	26
		Андезито-базальты	10	—
		Трахидациты	10	—

Стратиграфические подразделения, массивы	Возраст	Природные группы	Соотношение пород (%)	
			Фактическое	в трехкомпонентной системе
Лиманская свита	N ₁₋₂	Трахиандезиты	60	68
		Трахиандезито-базальты	15	16
		Трахидациты	15	16
		Плагиобазальты	5	—
		Липариты	5	—
Анивская свита	То же	Трахиандезиты	70	70
		Трахидациты	30	30
Лесогорский комплекс	»	Эссекситы	50	59
		Кринаниты	35	41
		Монциты	10	—
		Фойдосиениты	5	—
Орловская и маруямская свиты	»	Толеиты	70	82
		Андезито-базальты	15	18
		Плагиобазальты	10	—
		Гавайиты	5	—
Усковский комплекс	N ₂	Дациты	80	80
		Липариты	20	20
Ичарский комплекс	То же	Дациты	60	60
		Андезиты	40	40
<i>Курильская островная дуга</i>				
Матакотанская свита	K ₂	Плагиобазальты	80	84
		Андезито-базальты	15	16
		Андезиты	5	—
Малокурильская свита	То же	Гавайиты	55	65
		Трахибазальты	30	35
		Андезито-базальты	15	—
Зеленовская свита	N ₁	Андезито-базальты	65	72
		Гавайиты	25	28
		Андезиты	10	—
Кунаширский комплекс (нижняя часть)	P-N ₁	Андезито-базальты	45	50
		Плагиобазальты	25	28
		Андезиты	20	22
		Дациты	10	—

Стратиграфические подразделения, массивы	Возраст	Природные группы	Соотношение пород (%)	
			фактическое	в трех-компонентной системе
Кунаширский комплекс (верхняя часть)	P-N ₁	Дациты Липариты Андезито-базальты	70 15 15	70 15 15
Алехинская, рыбаковская, ловцовская и охотская свиты	N ₁	Липариты Дациты Андезиты Андезито-базальты	60 20 15 5	63 21 16 —
Наталинская, парусная, океанская и головнинская свиты	N ₂	Андезито-базальты Плагиобазальты Андезиты	70 25 5	74 26 —
Четвертичные вулканы	Q	Андезито-базальты Андезиты Плагиобазальты	65 20 15	65 20 15
Урупский комплекс (южные острова)	N ₁	Плагиограниты Диориты Габбро	60 30 10	67 33 —
Урупский комплекс (о-в Уруп)	То же	Плагиограниты Диориты Габбро	40 40 20	40 40 20
Урупский комплекс (северные острова)	»	Диориты Габбро Гранодиориты Нориты Плагиограниты	55 25 10 5 5	69 31 — — —

Алеутская островная дуга

Медновский комплекс	P ₂	Липариты Дациты	75 15	83 17
Саранный комплекс	N ₁	Андезиты Андезито-базальты Плагиобазальты	10 70 30	— 70 30
Водопадненский комплекс	N ₂	Андезиты Дациты	90 10	100 —

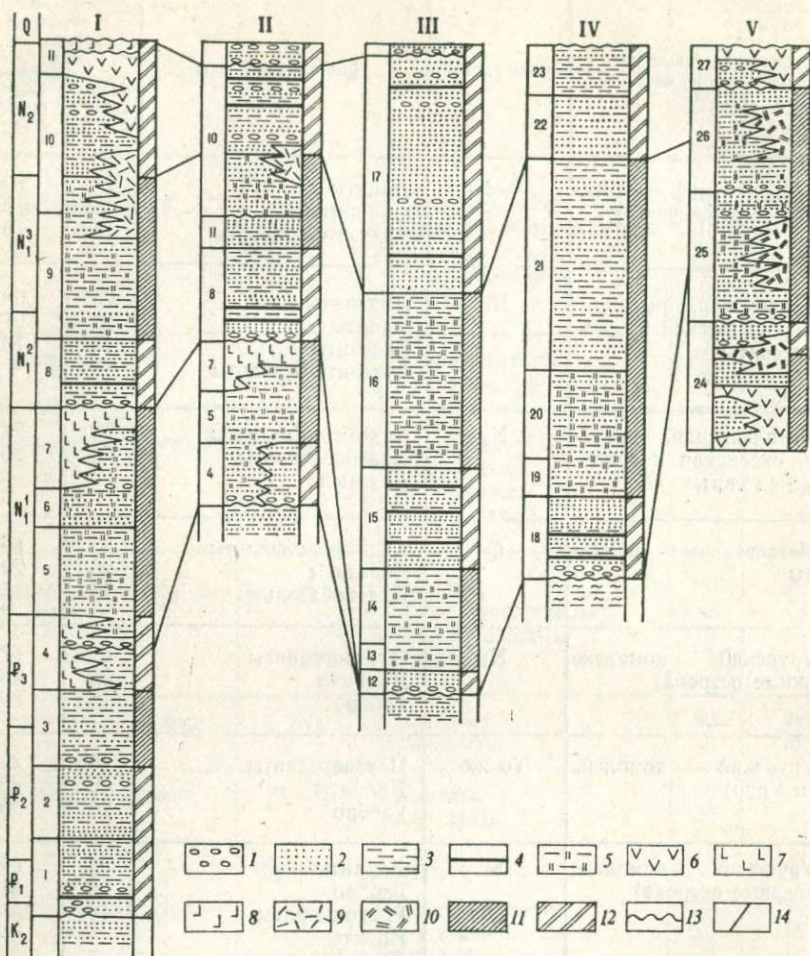


Рис. 2. Кайнозойские образования о-ва Сахалин и Большой Курильской гряды.

По К. Ф. Сергееву (1976 г.), с изменениями

1—5 — осадочные породы (1 — псефиты, 2 — граувакки, 3 — глинистые породы, 4 — углистые породы, 5 — кремнисто-глинистые породы); 6—10 — вулканыты (6 — ассоциация толеитовых и известково-щелочных базитов, 7 — известково-щелочные базиты, 8 — андезиты, 9 — ассоциация щелочных и известково-щелочных базитов, 10 — салиты); 11 — преимущественно морские отложения; 12 — преимущественно наземно-пресноводные отложения; 13 — поверхности несогласий; 14 — линии стратиграфической корреляции. Свиты: 1 — нижнеудейская, 2 — краснопольская, 3 — такарадайская, 4 — аракайская, 5 — холмская, 6 — невольская, 7 — чеховская, 8 — верхнеудейская, 9 — курасийская, 10 — маруямская, 11 — сертунайская, 12 — мацигарская, 13 — даехуринская, 14 — уйинская, 15 — дагинская, 16 — окобыкаяская, 17 — нутовская, 18 — люкаминская, 19 — мутновская, 20 — пиленгская, 21 — борская, 22 — уранайская, 23 — хузинская, 24 — кунаширская, 25 — ловцовская, 26 — алексинская, 27 — головнинская. I — западное побережье о-ва Сахалин, II — восточные отроги Западно-Сахалинских гор, III — Северный Сахалин, IV — восточные отроги Восточно-Сахалинских гор, V — Большая Курильская гряда

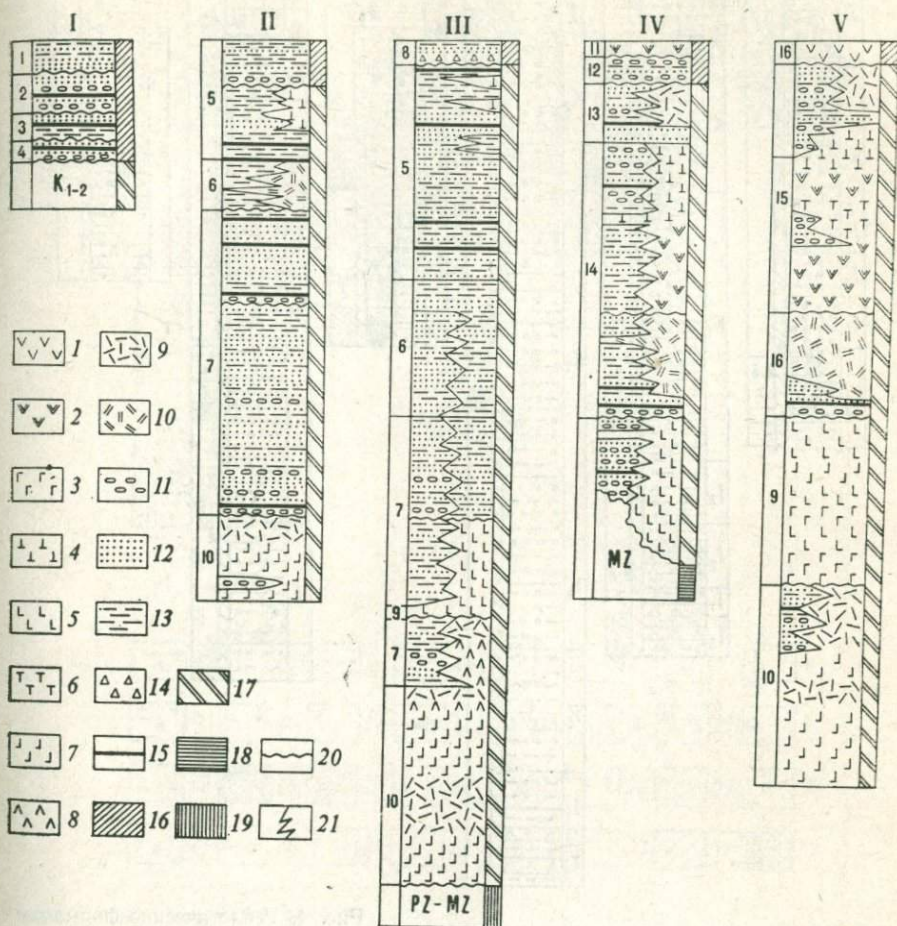


Рис. 3. Кайнозойские образования материковой части юга Дальнего Востока СССР. По В. Г. Варнавскому (1971 г.) и В. И. Сухову (1975 г.)

1—10 — вулканические породы (1 — толенты, 2 — гавайиты, 3 — плагиобазальты, 4 — трахибазальты, 5 — андезито-базальты, 6 — трахиандезито-базальты, 7 — андезиты, 8 — трахиандезиты, 9 — липариты и дациты, 10 — трахилипариты и трахидациты); 11—15 — осадочные породы (11 — конгломераты и гравелиты, 12 — песчаники, 13 — аргиллиты и алевролиты, 14 — брекчии, 15 — углистые породы); 16—19 — формационные комплексы (16 — плитные, 17 — орогенные, 18 — многоэпиклиналильные, 19 — эпигеосинклиналильные); 20 — поверхности несогласий, 21 — фациальные переходы. Свиты: 1 — белогорская, 2 — сазанковская, 3 — бузулинская, 4 — райчихинская, 5 — ушумунская, 6 — бирюфельдская, 7 — чернореченская, 8 — приамурская, 9 — кузнецовская, 10 — самаргинская, 11 — совганская, 12 — андохинская, 13 — ботчинская, 14 — биранджанская, 15 — кизинская, 16 — колчанская. I — Амуро-Зейская впадина. II — Бирюфельдский грабен, III — Переясловский грабен, IV — впадины Северного Сихотэ-Алия и Нижнего Приамурья, V — бассейны рек Самарга, Ботчи, Коппи

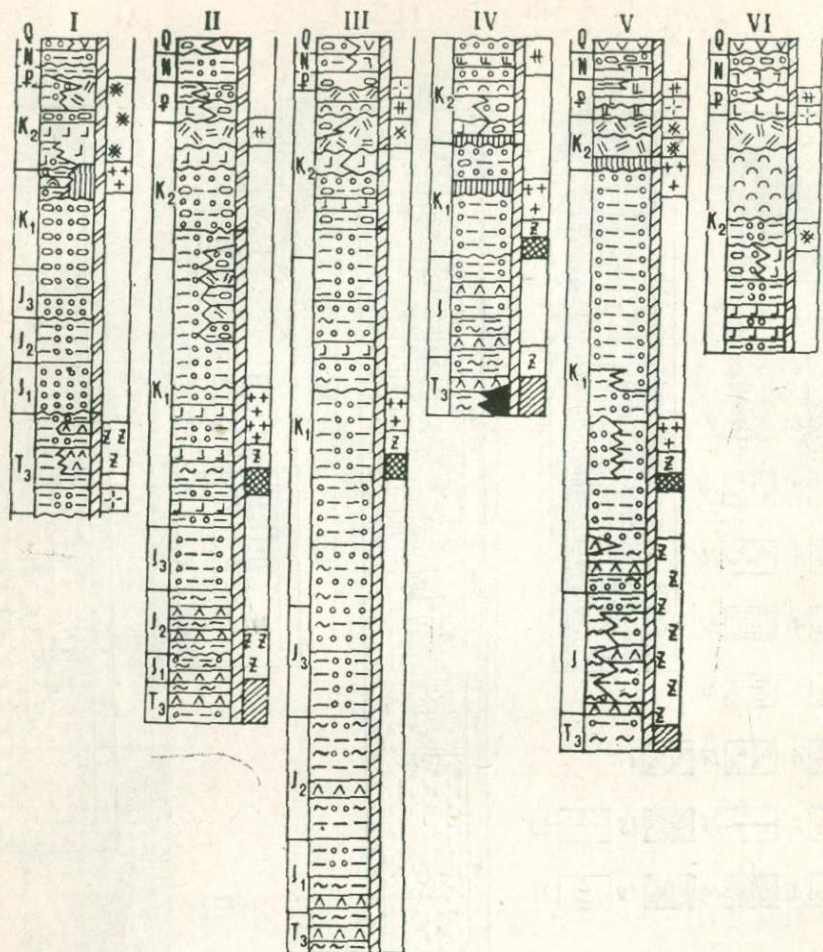
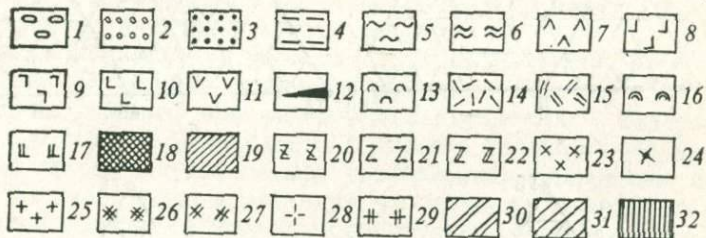
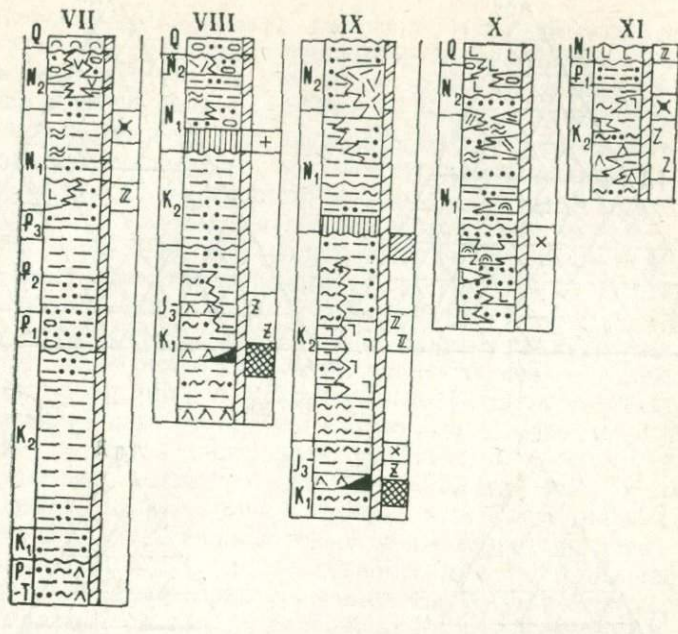


Рис. 4. Геологические формации

I — восточная окраина Бурейского массива, II — Западно-Сихотэ-Алинский синклиорий, но-Сихотэ-Алинский синклиорий, VI — Восточно-Сихотэ-Алинский вулканогенный пояс, лийского мегантиклинория, IX — восточное крыло Хоккайдо-Сахалийского мегантиклинория, комбинации которых образуют осадочные формации (1 — псефиты, 2 — арко-сланцев, 6 — кремнистые породы типа опок и диатомитов); 7—17 — вулканические формации андезито-базальтовая, 11 — толеит-базальтовая, 12 — пикрит-меймечитовая, 13 — андезит-дацит-трахиллипаритовая); 18—29 — plutonic формации (18 — дунит-гарцбургитовая, 19 — вая, 23 — габбро-плагногранитная, 24 — кринаит-эссекситовая, 25 — гранодиорит-гранитная, гранитовая); 30 — пресноводно-континентальные отложения; 31 — морские отложения; 32 —

местам, противоречия между биостратиграфическим и литолого-фаціальным подходами к стратиграфии, различия в геохронологических шкалах. Поэтому мы придерживались принятых, хотя и в чем-то устаревших стратиграфических схем меловых и кайнозойских осадочных образований. Для домеловых отложений стратиграфия еще более усложняется из-за большой тектонической раздробленности, наличия олистостромовых горизонтов, зон меланжа



южной части Дальнего Востока

III — Горинский синклиниорий, IV — Центрально-Сихотэ-Алинский антиклиниорий, V — Восточ-
VII — Исикар-Западно-Сахалинский мезсинклиниорий, VIII — осевая часть Хоккайдо-Саха-
нория, X — Большая Курильская гряда, XI — Малая Курильская гряда. 1—5 —
зы, 3 — грауваки, 4 — глинистые породы, 5 — кремнистые породы типа яшм и кремнистых
(7 — спилит-диабазовая, 8 — гавайит-трахиандезитовая, 9 — гавайит-трахибазальтовая, 10 —
цитовая, 14 — трахиандезитовая, 15 — дацит-липаритовая, 16 — липарит-дацитовая, 17 — да-
габбро-перидотитовая, 20 — габбро-диабазовая, 21 — диорит-габбровая, 22 — габбро-диорито-
26 — диорит-гранодиоритовая, 27 — аляскитовая, 28 — гранит-гранодиоритовая, 29 — монцо-
стратиграфические перерывы

и т. д. Возраст отдельных олистолитов или даже отдельных облом-
ков и вмещающих их терригенных образований нередко существен-
но разным. Поэтому при определении возраста домеловых оса-
дочных формаций не учитывается фауна, местами содержащаяся
в экзотических глыбах и обломках. Однако фауна отдельных бло-
ков, олистолитов и глыб, естественно, используется для возрастной
характеристики более древних образований. Возраст магматиче-

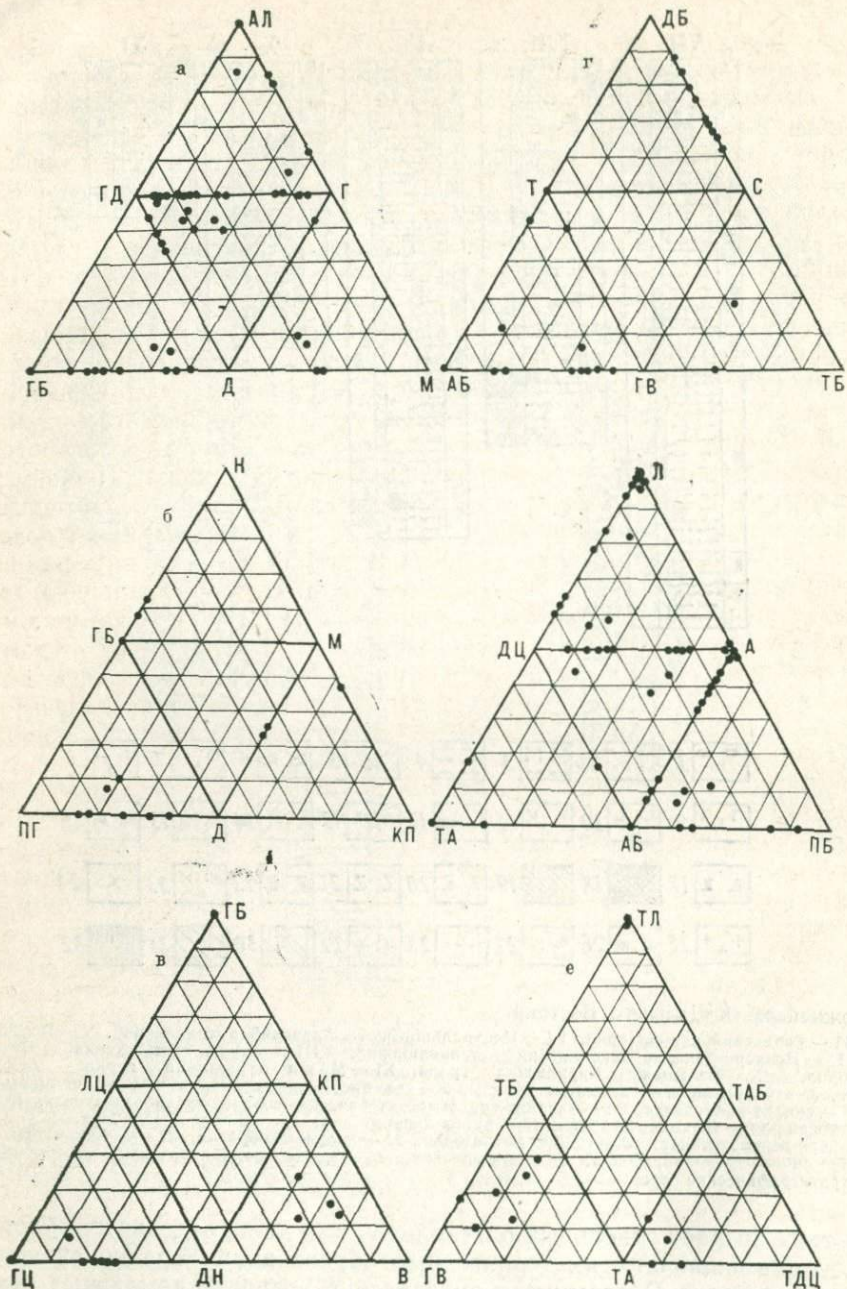


Рис. 5. Диаграммы петрографического состава магматических комплексов юга Дальнего Востока СССР (а, б, в — плутонических: а — гранитоидных, б — габброидных, в — гипербазитовых; г, д, е — вулканических: г — базитовых, д — салилитовых, е — щелочных)

ских формаций, как правило, дается по геологическим данным, в ряде случаев он подтвержден данными абсолютной геохронологии.

Во многих случаях имеют место взаимопереходы формаций. Примеров этому можно привести очень много, но ограничимся лишь некоторыми из них. В частности, закартированы фациальные переходы верхнеюрских — силинской (аркозоявая формация) и падалинской (глинисто-кремнисто-аркозоявая формация) свит Нижнего Приамурья, нижнемеловых — горюнской, ноттинской, тулапинской свит (граувакко-глинистая формация) и пионерской, ключевской (аркозо-глинистая формация) свит Восточного Сихотэ-Алиня, верхнемеловых — быковской (глинистая формация) и верблюжегорской, жонкьерской, арковской (глинисто-граувакковая формация) свит Западного Сахалина, палеогеновых — надеждинской (глинистая формация) и угловской (псефито-глинисто-граувакковая формация) свит Западного Сихотэ-Алиня. Иногда отмечаются изменение возраста одноименной формации от района к району и разновозрастные замещения одной формации другой. В частности, трахиандезитовая формация в южной части Сахалина имеет позднемiocеновый — раннеплиоценовый, а на севере острова — раннемиоценовый возраст. С другой стороны, для раннего миоцена характерна трахиандезитовая формация севера Сахалина, которая на юге замещается диорит-андезито-базальтовой формацией. Кроме того, имеют место повторения в разрезе некоторых магматических формаций. В частности, на Большой Курильской гряде андезитобазальтовая формация проявлена на раннемиоценовом и плиоцен-четвертичном стратиграфическом уровнях.

На рис. 5 показаны треугольные диаграммы петрографического состава магматических комплексов Дальнего Востока СССР. На них вершина каждого треугольника обозначает 100 % содержания породы в комплексе. Для охвата возможно большего числа комплексов на одном рисунке четыре треугольника диаграммы совмещались. На этих диаграммах видно, что точки петрофизических составов магматических комплексов образуют не бесформенные поля, а скопления. Четко обособляются поля андезитобазальтовой, андезито-дацитово-липаритовой, трахибазальт-гавайитовой, трахиандезитовой, толейтовой и спилит-диабазовой вулканических ассоциаций, дунит-гарцбургитовой, диорит-габбровой, диорит-гранит-гранодиоритовой, гранитной и диорит-плагиогранитной плутонических ассоциаций. Налицо прерывистость (дискретность) петрографических составов в достаточно представительной выборке. Согласно принятым методологическим принципам, вышеуказанные ассоциации магматических пород (парагенезы) могут классифициро-

АЛ — аляскинты, Г — граниты, ГД — гранодиориты, Д — диориты, М — монзониты, ГБ — габбро, Н — нориты, ПГ — плагиограниты, КП — клинопироксениты, ЛЦ — лерцолиты, ГЦ — гарцбургиты, ДН — дуниты, В — верлиты, ДБ — диабазы, С — спилиты, Т — толейты, ГВ — гавайиты, ПБ — плагиобазальты, АБ — андезито-базальты, А — андезиты, ДЦ — дациты, Л — липариты, ТБ — трахибазальты, ТАБ — трахиандезито-базальты, ТА — трахиандезиты, ТДЦ — трахидациты, ТЛ — трахилипариты

ваться как магматические формации. Границы между ними на диаграммах проводятся по перерывам в распределении петрографических составов.

Выделенными магматическими формациями, конечно, не исчерпывается существующее многообразие ассоциаций магматических пород хотя бы потому, что по ряду известных ассоциаций пока нет или недостаточно данных о количественных соотношениях пород. На юге Дальнего Востока СССР не получили широкого распространения трапповая, чарнокитовая, кимберлитовая и некоторые другие магматические формации. Поэтому приведенный материал не может рассматриваться как классификация магматических формаций по петрографическому признаку. Но описываемые магматические комплексы охватывают большинство из известных типов ассоциаций магматических пород, в связи с чем полученные данные, по-видимому, могут служить основой такой классификации. Так или иначе, классифицирование магматических формаций по петрографическому признаку следует признать правомерным.

ФОРМАЦИОННЫЕ КОМПЛЕКСЫ

На основе принципов, изложенных выше, попытаемся объединить охарактеризованные формации в геологические тела более крупного ранга — формационные комплексы. Затем проанализируем выделенные формационные комплексы в свете некоторых общих проблем, таких, как природа офиолитов и вулканогенных поясов, специфика островодужных комплексов. Изучение офиолитов важно для познания начальных этапов геологического развития таких зон. Формирование вулканогенных поясов на краю континентов, по-видимому, также взаимосвязано с образованием зон сочленения континента и океана. Так называемые «островодужные комплексы» обычно рассматриваются как эталон структурно-вещественных ассоциаций «переходных» зон. Все это имеет прямое отношение к выяснению геологической природы зоны сочленения континента и океана.

На Сахалине мы выделяем семь осадочных и пять магматических формационных комплексов, охватывающих верхнепалеозойские, мезозойские и кайнозойские образования (рис. 6). Первый снизу осадочный комплекс — кремнисто-граувакко-глинистый. Он представлен верхнепалеозойскими — нижнемезозойскими и юрско-нижнемеловыми формациями в объеме вальзинской, сусунайской, далдаганской и набильской серий, общей мощностью до 6000—7000 м, и развит в Восточно-Сахалинских горах, Сусунайском и Таулан-Армуданском хребтах.

Взаимоотношения стратиграфических подразделений — предмет острых дискуссий. Ранее предполагалось, что метаморфические породы вальзинской и сусунайской серий являются кристаллическим фундаментом для далдаганской и набильской серий [1]. Однако после того как было проведено крупномасштабное геологическое картирование полей развития этих образований, а в

1967 г. А. Е. Егоровым обнаружена пермско-триасовая фауна в сусунайской серии, от такой точки зрения большинство геологов оказалось. Близость формационного состава и структуры всех доверхнемеловых стратиграфических подразделений, ориентировка и

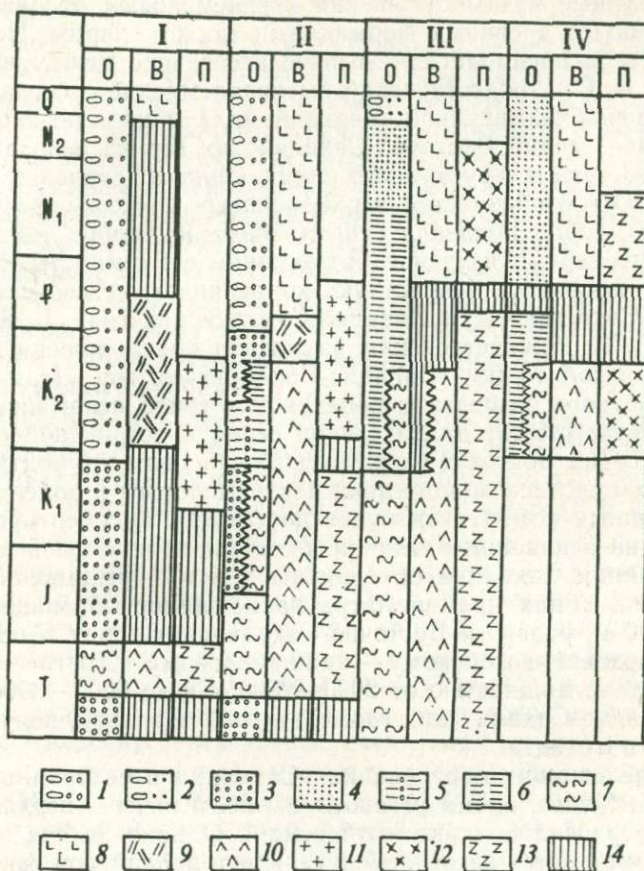


Рис. 6. Формационные комплексы

I — восточная окраина Бурейского массива, II — Сихотэ-Алинь, III — о-в Сахалин, IV — Курильские острова. О — осадочные, В — вулканические, П — plutонические. Комплексы: 1 — псефито-глинисто-аркозовый, 2 — псефито-глинисто-граувакковый, 3 — глинисто-аркозовый, 4 — глинисто-граувакковый, 5 — аркозо-глинистый, 6 — граувакко-глинистый, 7 — кремнисто-аркозо-глинистый (колонки I, II) и кремнисто-граувакко-глинистый (колонки III, IV), 8 — андезито-базальтовый-трахиандезитовый, 9 — дацит-диабазитовый — андезито-базальтовый, 10 — спилит-диабазовый — гавайит-трахиандезитовый (колонки I, II) и спилит-диабазовый — гавайит-трахибазальтовый (колонки III, IV), 11 — диорит-гранодиоритовый — монцогранитовый, 12 — крианит-эссекитовый, 13 — дунит-гарцбургитовый — гранодиорит-гранитный, 14 — перерывы во времени

характер их дислокаций, наличие позднепалеозойской фауны в далдаганской серии, житницкой и островской свитах набильской серии — все это позволяет объединить доверхнемеловые отложения в единый формационный комплекс и предположить, что метаморфические образования вальзинской и сусунайской серии образовались

за счет метаморфизма верхнепалеозойских — нижнемезозойских толщ. В этом верхнепалеозойском — нижнемеловом формационном комплексе главную роль играют глинисто-кремнистая и граувакко-глинистая формации.

Структурные взаимоотношения верхнемеловых отложений Сахалина с более древними формациями также спорны. Некоторые исследователи предполагали угловое несогласие между ними [1]. В 1964 г. В. С. Рождественский высказал мнение о согласном залегании пород рымникской (верхний мел) и набильской (юра — нижний мел) серий Восточно-Сахалинских гор на основании близости их состава и структурного плана. Однако детальное изучение вещественных особенностей верхнемеловых и более древних вулканических пород показало существенные различия между ними. В последнее время изучение радиолярий в кремнистых породах позволяет проводить возрастную корреляцию мезозойских толщ Восточно-Сахалинских и Западно-Сахалинских гор. Л. И. Казинцевой и В. С. Рождественским высказано предположение, что низы мезозойской толщи Западно-Сахалинских гор (самохинская свита альбского возраста и побединская свита сенманского возраста) соответствуют далдаганской серии и остринской свите набильской серии Восточно-Сахалинских гор. Если это подтвердится, то мнение о согласном залегании позднемелового и более древнего формационных комплексов будет достаточно аргументированным. Пока же на основании различий в составе верхнемеловые осадочные формации Сахалина объединены в два формационных комплекса. Один из них, кремнисто-граувакко-глинистый, мощностью до 7000—9000 м, развит в Восточно-Сахалинских горах и по составу близок верхнепалеозойскому — нижнемеловому. Другой, граувакко-глинистый, мощностью от 2000—2500 м и до 6000—8000 м, развит в Западно-Сахалинских горах, на мысе Крильон, полуостровах Терпения и Шмидта.

В вышележащих образованиях Сахалина в основании датских слоев в последнее время установлены несогласия — верхнедуйской свиты и верхнеплиоценовых отложений. Однако до сих пор недооцененным остается несогласие в середине аракайской свиты, установленное в 1962 г. В. И. Головинским. К этому несогласию приурочена смена терригенного осадконакопления на кремнисто-терригенное, которая произошла в середине олигоцена. Поверхности отмеченных несогласий позволили разделить кайнозойские осадочные образования Сахалина на четыре формационных комплекса: дат-олигоценый граувакко-глинистый (мощностью до 3000 м), верхнеолигоцен-нижнемиоценовый кремнисто-граувакко-глинистый (мощностью 2000—4000 м), среднемиоцен-плиоценовый глинисто-граувакковый (мощностью до 4000—5000 м) и верхнеплиоцен-плейстоценовый псефито-глинисто-граувакковый (мощностью до 400 м).

Магматические формации Сахалина объединены в два плутонических (позднепалеозойский — палеогеновый дунит-гарцбургитовый — гранодиорит-гранитный и неогеновый кринанит-эссексито-

вый) и три вулканических (позднепалеозойский — позднемеловой спилит-диабазовый — трахибазальтовый, позднеолигоценый — раннеплиоценовый андезито-базальтовый — трахиандезитовый и плиоцен-плейстоценовый толент-базальтовый — андезит-дацитовый) формационных комплекса.

В первом plutоническом формационном комплексе дважды повторяются габбро-гипербазитовые и гранитоидные ассоциации. Позднепалеозойский — позднемеловой спилит-диабазовый — трахибазальтовый формационный комплекс в полном объеме развит только в Восточно-Сахалинских горах, в других же районах острова он представлен одной спилит-диабазовой формацией. Для комплекса характерно присутствие в его низах ультраосновных эффузивных пород типа авгититов и щелочных базальтоидов с калиевой специализацией щелочей. Плиоцен-плейстоценовый вулканический формационный комплекс получил ограниченное распространение — в Ламанонском горном узле и в Тымовском районе Сахалина, где толентовые базальты сменяются вверх по разрезу высокоизвестковистыми кислыми породами.

На Малой Курильской гряде осадочные формации могут быть сгруппированы в два формационных комплекса: верхнемеловой кремнисто-граувакко-глинистый и верхнемеловой — палеогеновый граувакко-глинистый, мощностью соответственно 1000 и 1500 м.

На Большой Курильской гряде наиболее древние из обнажающихся слоев относятся к верхнему олигоцену — нижнему миоцену. В пределах неоген-четвертичных толщ здесь фиксируется ряд стратиграфических несогласий, иногда сопровождающихся угловыми несогласиями. Почти повсеместно отмечается угловое несогласие в основании четвертичных образований. Региональное угловое несогласие выделяется также в основании итурупской серии (середина среднего миоцена), а локальные несогласия имеются в основании утесной (середина верхнего миоцена) и курильской (середина нижнего миоцена) серий. Хотя состав и структура подразделений, разделяемых этими несогласиями, близки, мы сочли возможным объединить их в два глинисто-кремнисто-граувакковых формационных комплекса: верхнеолигоцен-среднемиоценовый и среднемиоцен-плейстоценовый (мощностью соответственно до 3000 м и 1000—2000 м). По составу и структуре они сходны с одновозрастными формационными комплексами Сахалина. В них, как и на Сахалине, существенную роль играют кремнистые аргиллиты и алевролиты, опоки и диатомиты.

Из магматических формационных комплексов Курильских островов мы выделяем здесь позднемеловые трахиандезито-базальт-гавайитовый и габброидный, кайнозойские андезито-базальтовый и диорит-плагногранитный. В средней части кайнозойского андезито-базальтового формационного комплекса существенную роль играет липарит-дацитовая формация.

На Сихотэ-Алине и восточных отрогах Буреинского массива (см. рис. 6) мезозойские и кайнозойские осадочные формации

сгруппированы в семь формационных комплексов. Триас-нижнеюрские формации объединяются в глинисто-аркозовый (мощностью 3000—5000 м) и кремнисто-аркозо-глинистый (мощностью до 6000—8000 м), верхнеюрские — нижнемеловые формации — в кремнисто-аркозо-глинистый (мощностью 4000—5500 м) и глинисто-аркозовый (мощностью 5000—7000 м) формационные комплексы. В обоих комплексах формации связаны фациальными переходами. Кремнисто-терригенные формации распространены в основном на западном и восточном склонах Сихотэ-Алиня и в Нижнем Приамурье, чисто терригенные — на Буреинском массиве. Нижнемезозойские осадочные формации объединяются в глинисто-аркозовый (мощностью до 9000—10 000 м) и глинисто-аркозовый (мощностью 3000—4000 м) формационные комплексы. Второй комплекс, сложенный преимущественно континентальными формациями, залегает на первом, представленном морскими формациями, с угловым несогласием. Кайнозойские осадочные формации, исключительно континентальные, сгруппированы в псефито-глинисто-аркозовый формационный комплекс (мощностью до 2000 м) — см. рис. 3.

Магматические формации Сихотэ-Алиня и восточных отрогов Буреинского массива объединяются нами в три вулканических (позднетриасовый — позднемеловой спилит-диабазовый-трахиандезитовый, позднемеловой — палеогеновый дацит-липаритовый — андезито-базальтовый и неоген-плейстоценовый гавайит-трахибазальтовый-толеитовый) и два плутонических (позднетриасо-раннемеловой дунит-гарцбургитовый-гранодиорит-гранитный и позднемеловой — палеогеновый диорит-гранодиоритовый — монцогранитовый) формационных комплексов.

В первом вулканическом формационном комплексе спилит-диабазовая формация, как правило, имеет возрастной диапазон поздний триас — ранняя юра, но иногда охватывает и ранний мел (гориюновская и ноттинская свиты Восточного Сихотэ-Алиня). Вторая формация комплекса, трахиандезитовая, получила широкое распространение на всем Сихотэ-Алине. Она чаще имеет позднемеловой возраст, реже ее нижний возрастной предел — ранний мел (Северный и Западный Сихотэ-Алинь). На восточных отрогах Буреинского массива этот формационный комплекс представлен только позднетриасовой спилит-диабазовой формацией.

Позднемеловой — палеогеновый вулканический формационный комплекс Сихотэ-Алиня представлен позднемеловыми дацит-липаритовой и липарит-дацитовой, палеогеновыми андезито-базальтовой, дацит-трахилипаритовой и андезитовой формациями. Последняя развита только в Западном Сихотэ-Алине (свита киндахэ). В Центральном Сихотэ-Алине в этом комплексе преобладает липарит-дацитовая формация, которая широкое распространение получила также в Совгаванско-Самаргинском районе Восточного Сихотэ-Алиня. На восточных отрогах Буреинского массива одновозрастный формационный комплекс (баджальский комплекс) состоит из андезитовой (нижней) и дацит-липаритовой (верхней) формаций при преобладании второй.

Самый верхний вулканический формационный комплекс состоит из двух формаций: гавайит-трахибазальтовой и толентовой; последняя распространена по всему Сихотэ-Алиню и, кроме того, развита на восточных отрогах Буреинского массива.

Наиболее ранний plutonic (позднетриасовый — раннемеловой) формационный комплекс на Сихотэ-Алине обычно представлен габбро-перидотитовой и габбро-диабазовой формациями. Последняя местами (Центральный Сихотэ-Алинь) сменяется диорит-габбровой формацией. На восточных отрогах Буреинского массива среди разновозрастных интрузивных ассоциаций выделяется только габбро-диабазовая формация. Наиболее полно этот plutonic формационный комплекс представлен хунгарийской серией, внутри которой мы выделяем дунит-гарцбургитовую, габбро-диабазовую и гранодиорит-гранитную формации. Из них наибольший объем занимает последняя. В позднемеловом — палеогеновом комплексе развиты диорит-гранодиоритовая, гранодиорит-гранитная, гранит-гранодиоритовая и монзонито-гранитовая формации. Наибольшее распространение получили первая и последняя формации. Последовательность plutonic формаций в комплексе изменяется в различных районах, но в целом снизу вверх уменьшается роль более основных и увеличивается — щелочных гранитоидов.

На восточных отрогах Буреинского массива выделяется меловой plutonic формационный комплекс, состоящий из тоналит-гранодиоритовой, гранодиорит-гранитной и диорит-гранодиоритовой формаций. Наиболее широко здесь развита последняя формация (так называемые «пестрые граниты»).

В геологические тела на уровне формационных комплексов как бы вкраплены офиолиты, которые в пределах одной и той же складчатой области устанавливаются на нескольких стратиграфических уровнях. На Сахалине это верхний палеозой — нижний мезозой, юра — нижний мел, верхний мел — палеоген; на Сихотэ-Алине — нижний — средний палеозой, верхний палеозой — нижний мезозой, нижний мел. Офиолиты, как правило, образуют узкие линейно-вытянутые пояса (гипербазитовые пояса, по Г. В. Пинусу и В. В. Велинскому), которые протягиваются на сотни и тысячи километров при ширине от нескольких километров до 50—70 км. Приуроченность офиолитов к узким протяженным зонам, по-видимому, указывает на пространственную связь с глубинными разломами.

Состав и структура офиолитовых ассоциаций во всех Тихоокеанских складчатых областях близки. Из plutonic образований это чаще всего ассоциация дунит-гарцбургитовой и диорит-габбровой (о-в Сахалин, хр. Сихотэ-Алинь, острова Хоккайдо и Новой Зеландии), норит-ортопироксенит-гарцбургитовой и габбро-диоритовой (Сахалин, Хоккайдо, Восточная Австралия) или габбро-ортопироксенит-дунитовой и троктолит-габбровой (Камчатка, северная часть Вьетнама) формаций. Реже гипербазиты представлены дунит-верлит-клинопироксенитовой (Сихотэ-Алинь, Аляска) или оливинит-верлитовой (Сихотэ-Алинь) формациями, для которых

все чаще доказывается метасоматический характер клинопироксеновых пород.

Взаимоотношения гипербазитов и габброидов в офиолитах остаются предметом дискуссий. Чаще всего контакты между ними тектонические. В тех случаях, когда имеет место прорывание гипербазитов дайками габброидов (чаще всего габбро-диабазов и долеритов), состав этих даек и габброидов, заключенных в гипербазитах офиолитовой ассоциации, нередко оказывается различным. Однако по некоторым косвенным признакам устанавливается, что более молодые габброиды являются образованиями, родственными гипербазитам. Об этом, как считает С. С. Зимин, свидетельствует прямая зависимость содержания элементов-примесей и железистости в гипербазитах и габброидах.

На Сахалине (автором), Сихотэ-Алине (С. С. Зиминым) и Камчатке (В. К. Ротманом и Б. А. Марковским) среди офиолитовых ассоциаций обнаружены ультраосновные эффузивные породы: авгититы, меймечиты, пикриты, коматиты. Они слагают как шпировые обособления среди спилитов и диабазов (с переходными различиями между ними), так и самостоятельные дайки и пластовые тела. В таком вулканическом комплексе на долю ультраосновных пород приходится обычно 5—10 % его объема (это, однако, не исключает возможности выделения особой пикрит-авгититовой, коматитовой или пикрит-меймечитовой формаций).

Среди орогенных магматических формационных комплексов широкое распространение получили гранитоидные формации. Возраст их — от раннего палеозоя до неогена, но особенно широких масштабов достиг позднемезозойский гранитоидный плутонизм. Орогенные гранитоиды представлены гранитной, гранит-аляскитовой, сиенит-монцитогранитной, монцитогранитовой и другими формациями. Гранитоиды в них имеют чаще всего калиевую специализацию щелочей. Однако нередко встречаются и калинатровые или даже натровые мезоабиссальные формации, слагающие крупные батолиты, которые отличаются однофазностью и отсутствием связи с эффузивными формациями. Они чаще всего относятся к плагиогранит-гранодиоритовой и тоналит-гранитной формациям.

От указанных типов гранитоидных формаций отличается гранодиорит-гранитная формация (формация высокоглиноземистых гранитов по Э. П. Изоху). Она приурочена к верхам геосинклинального или низам орогенного формационных комплексов, либо к особому классу инверсионных формаций. Примерами этой формации являются палеогеновая гранодиорито-гранитная формация Сахалина и раннемеловые гранитоиды хунгарийской серии Сихотэ-Алиня.

Особое место занимают окраинно-континентальные вулканогенные пояса (Охотско-Чукотский, Восточно-Сихотэ-Алинский и др.), которые разделяют складчатые сооружения мезозойского и более древних структурных элементов, с одной стороны, и молодые геосинклинальные системы — с другой. В их строе-

нии, кроме вулканитов известково-щелочных серий, принимают участие гранитоиды, причем изменения состава магматических ассоциаций связаны с гетерогенностью фундамента. Вопрос о структурных соотношениях магматических комплексов вулканогенных поясов с более древними складчатыми комплексами остается предметом дискуссий.

В пределах рассматриваемого региона — южной части Дальнего Востока СССР — развит Восточно-Сихотэ-Алинский вулканогенный пояс. Строение и состав магматических комплексов этого пояса освещены в работах В. А. Баскиной, Е. В. Быковской, В. В. Ветреникова, В. И. Синюкова, В. И. Сухова, Г. М. Фремца и многих других. Автором данной монографии изучались соотношения вулканогенного пояса с нижележащими толщами в Нижнем Приамурье (район пос. Тыр). Здесь вулканиты больбинской свиты (коньяк — сантон) залегают согласно на аргиллитах с прослоями алевролитов кальминской свиты верхнего мела (коньяк). Самые древние вулканиты установлены в подстилающем миогеосинклинальном формационном комплексе. В частности, они фиксируются в ларгасинской и удоминской свитах верхнего мела. Однако на других участках вулканогенного пояса (район Николаевска-на-Амуре, пос. Богородского и др.) позднеценонские и палеогеновые вулканиты перекрывают более древние образования с несогласием. По-видимому, в пределах Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса имеются как унаследованные, так и наложенные структурные элементы.

В связи с проблемой разграничения собственно геосинклинальных и орогенных формационных комплексов остановимся несколько подробнее на вопросе о так называемых «островодужных комплексах», эталон которых — неогеновые вулканиты Большой Курильской гряды. О их формационной принадлежности мнение более или менее едино: вулканиты относятся к типу андезитовых формаций, по Ю. А. Кузнецову [22]. Некоторые исследователи считают «островодужный комплекс» собственно геосинклинальным. Однако ассоциация андезитовых формаций с мелководными грубообломочными и граувакковыми, нередко угленосными образованиями, а также субаэральный характер многих вулканитов противоречат такому мнению.

Сравним неогеновые вулканиты Большой Курильской гряды с вулканитами формационных комплексов, которые на окраинах Азиатского континента принято считать собственно геосинклинальными. Характерно отсутствие в «островодужных комплексах» спилитов и диабазов. Вулканиты Большой Курильской гряды отличаются заметно повышенной калиево-глиноземистостью и меньшей титанистостью и магнезиальностью. В целом это известково-щелочные породы, которые не характерны для эвгеосинклинальных комплексов. Если еще учесть большую роль кислых магматических продуктов и игнимбритов, то становятся очевидными существенные различия «островодужного комплекса» от собственно геосинклинального.

Отмечается секущее положение островных вулканических дуг по отношению к более древним структурным элементам. Так, миоценовые вулканиты Курило-Камчатской дуги на северо-востоке перекрывают верхнемеловые (п-ов Камчатка), на юго-западе верхнепалеозойские — нижнемезозойские (о-в Хоккайдо) дислоцированные образования. По характеру основания, на котором залегают «островодужные комплексы», различают два типа островных дуг [3]. Дуги первого типа наложены на древнее кристаллическое основание, сложенное кристаллическими сланцами, гнейсами и гранитоидами (о-ва Новой Зеландии, юго-западная часть Японских островов). Дуги второго типа сформированы на эвгеосинклинальных формационных комплексах мезозойского возраста (Курильские и Алеутские острова, северо-восточная часть Японских островов, о-ва Филиппинского архипелага, Малайский архипелаг). Однако возраст, состав и структура вулканитов этих двух типов близки. Возраст их обычно миоцен-четвертичный, иногда более древний — палеогеновый (олигоценовый). Учитывая субаэральный характер многих вулканитов и ассоциацию их с грубообломочными осадочными породами, «островодужный комплекс» скорее следует относить к раннеорогенным образованиям. Но этому выводу противоречат факты чередования мелководных осадочных формаций с относительно глубоководными глинисто-кремнистыми отложениями.

При сравнении «островодужного комплекса» Большой Курильской гряды и позднекайнозойских комплексов Сахалина установлено, что для них характерны признаки как собственно геосинклинальных, так и орогенных комплексов. Эталонном таких формационных комплексов переходного типа может служить среднемиоцен-раннеплиоценовый комплекс Сахалина, мощность которого 4000—6000 м. В нем переслаиваются грубообломочные, пресноводно-континентальные, часто угленосные образования (верхнедуйская, углегорская, люкаминская, дагинская свиты) и относительно глубоководные кремнисто-глинистые формации, в которых значительную роль играют кремнистые аргиллиты (пиленгская, курасийская, окобыкайская свиты). Существенное место в этом комплексе занимают основные вулканиты, среди которых отмечаются как известково-щелочные и субщелочные (лиманская и анивская свиты), так и толеитовые (маруямская и орловская свиты) базиты. Вулканиты, как правило, ассоциируются с кремнисто-глинистыми отложениями и вместе с последними образуют вулканогенно-глинистые группы формаций, по составу и структуре близкие к раннегеосинклинальным. Однако, с другой стороны, снизу вверх по разрезу комплекса увеличивается «орогенный» облик осадочных формаций, что выражается в увеличении грубозернистости осадков, уменьшении степени окатанности терригенного материала, общем регрессивном строении толщи.

Близкий характер имеет и олигоцен-раннемиоценовый формационный комплекс Сахалина. Здесь также чередуются (как в вертикальном, так и горизонтальном положении) терригенные и вулканогенно-кремнисто-глинистые образования, а среди вулканитов

перемежаются известковощелочные и высокоглиноземистые толеновые разновидности. Оligоцен-раннемиоценовый и среднемиоценовый — раннеплиоценовый формационные комплексы подобного типа устанавливаются также на Большой Курильской гряде. К первому из них относятся среднепарамуширская и курильская, ко второму — итурупская и утесная серии.

В охарактеризованных осадочных и эффузивных формационных комплексах проявлены разнообразные морфологические типы складчатости. Изоклиальная складчатость характерна для доверхнемеловых комплексов Сахалина и триас-нижнеюрских комплексов Сихотэ-Алиня. Она отмечена также в верхнеюрско-нижнемеловом формационном комплексе бассейна рек Лимури и Бичи Горинского синклинория [15]. Складки в этих формационных комплексах крутые, наклонные, как правило, сложно построенные, с дислокациями нескольких порядков, вплоть до плейчатости. Складки в метаморфических образованиях сусунайской и дербышевской серий Сахалина более сложно построенные, но углы падения на их крыльях редко превышают 25—30°. В менее метаморфизованных комплексах (набилская серия Сахалина, джаурская свита Сихотэ-Алиня) углы падения слоев более крутые (60—85°).

Осевые плоскости складок часто опрокинуты. В Восточно-Сахалинских горах Л. П. Ключниковым, В. П. Ключевым и Ю. М. Ковтуновичем установлено опрокидывание складок в доверхнемеловых образованиях на восток-северо-восток, и только вблизи Дербышевского разлома иногда отмечается опрокидывание слоев на запад-юго-запад [17]. На Сихотэ-Алине имеет место опрокидывание осевых плоскостей складок на юго-восток в Восточно-Сихотэ-Алинском (бассейны рек Горбиля и Дюкали) и на северо-запад в Западно-Сихотэ-Алинском (бассейн р. Бикин) синклинориях, т. е. веерообразно в стороны от Центрально-Сихотэ-Алинского антиклинория [15]. В пределах Горинского синклинория устанавливается опрокидывание складок к юго-востоку в бассейне р. Лимури и Пильды и к северо-западу на правобережье р. Амур в районе г. Комсомольска.

Линейно-вытянутая дугообразная складчатость характерна для полей развития верхнемеловых комплексов Сахалина, верхнеюрских — нижнемеловых комплексов Сихотэ-Алиня. Складки здесь симметричные чаще прямые, реже наклонные, с углами падения крыльев 30—60°, иногда (вблизи разломов) 70—90°. Отчетливый наклон на юго-восток имеют линейно-вытянутые складки верхнеюрского — нижнемелового формационного комплекса Восточно-Сихотэ-Алинского синклинория. Длина складок здесь достигает 70—100 км, ширина составляет 7—30 км. На крыльях складок преобладают углы падения слоев 55—70° [15]. В Камышовом антиклинории Сахалина меловыми породами образована моноклираль, падающая на запад под углами 30—50°. На фоне моноклинали имеются отдельные линейно-вытянутые складки длиной до 50 км и шириной 2—5 км. Линейно-вытянутые дугообразные складки, но более простые и с более пологими крыльями (чаще всего 30—40°)

характерны для дат-нижнемиоценовых (Сахалин) и верхнемезозойских, обычно баррем-коньякских (Сихотэ-Алинь) комплексов. Длина складок составляет 5—30 км, иногда до 50—70 км. Местами в этих формационных комплексах отмечаются опрокинутые и даже лежачие складки (например, в районе г. Корсакова на Сахалине). Однако все они фиксируются в зонах разломов, ширина которых не превышает первых километров.

Брахискладчатость резко преобладает в среднемиоцен-плиоценовом формационном комплексе Сахалина, верхнесенонских образованиях Сихотэ-Алиня и в триас-нижнемеловом комплексе чехла Буреинского массива. Складки здесь пологие, с углами падения крыльев 15—35°. Характерным для дислоцированности указанных формационных комплексов является кулисообразное расположение складок относительно друг друга. Обычно широкие мульдообразные синклинали перемежаются с узкими гребневидными антиклиналями. Длина складок достигает 40 км, ширина синклиналей составляет 5—20 км, антиклиналей — 2—5 км. Наряду с брахискладками имеются и куполовидные складки, примерами которых могут быть Мало-Сабинская, Южно-Охинская и Хангузская на Северном Сахалине.

Практически нескладчаты верхнеплиоценовые и четвертичные отложения Сахалина, кайнозойские образования Сихотэ-Алиня, а также верхнемеловые и кайнозойские породы Буреинского массива. Мульдообразные погружения и куполовидные поднятия повторяют в общих чертах морфологические формы складчатого основания [15]. Однако в Приамурье на бортах грабенообразных погружений, вблизи разломов, падение слоев, сложенных кайнозойскими породами, достигает 15—20, иногда 30—40°.

Пликативные дислокации на Курильских островах выражены слабо [32]. В пределах Малой Курильской гряды они более или менее однозначно устанавливаются на о-ве Шикотан. Здесь картируется синклиальная складка северо-восточного простирания с углами падения слоев на ее крыльях 15—20°, которые вблизи разломов увеличиваются до 40—70°. На других островах Малой Курильской гряды падение слоев моноклиальное с общим падением на юго-восток. На Большой Курильской гряде ярко выраженных пликативных дислокаций не обнаружено. Небольшие антиклинальные и синклинальные складки здесь тяготеют к разломам. И только на о-ве Парамушир имеется несколько кулисообразно расположенных складок с углами падения на крыльях до 40—60°. Пологие флексурные перегибы на фоне моноклинали фиксируются на островах Кунашир и Парамушир. На всех островах гряды широкое распространение получили разнообразные так называемые «вулканотектонические» структуры. В пределах этих структур отмечаются многочисленные кальдеры опусканий, вулканические конуса, мелкие инъективные и дизъюнктивные дислокации (загибы и поднятия слоев, концентрические и радиальные разломы типа сбросов и т. п.).

Из наиболее крупных пликативных дислокаций в пределах изученного региона выделяются Сихотэ-Алинский мегантиклинорий,

Исикари-Западно-Сахалинский мегсинклинорий, Хоккайдо-Сахалинский мегантиклинорий и Охотский мегсинклинорий. Подчиненное значение имеют: синклинории — Амгунский, Горинский, Западно-Сихотэ-Алинский, Восточно-Сихотэ-Алинский, Лютогско-Лесогорский, Тымь-Поронайский и др., антиклинории — ванданский, Центрально-Сихотэ-Алинский, Сусунайский, Набильский, Камышовый и др. Все эти дислокации характеризуют геологические тела, более крупные, чем формационный комплекс.

Дислокации в пределах дна акваторий дальневосточных морей остаются почти не исследованными. При тектоническом районировании дна Охотского и Японского морей и Татарского пролива выделение структурных элементов проводится в основном по геоморфологическому признаку, с выделением прогибов, впадин, поднятий, валов и т. д. В частности, на дне Охотского моря Г. С. Гнибиденко выделяет Охотский свод, поднятия Института Океанологии и Академии Наук СССР, впадины ТИНРО, Дерюгина, Лисянского и Охотскую, прогибы Западно-Охотский, Макарова и Лебеда, валы Кашеварова, Лебеда и Лисянского [18].

Как правило, собственно геосинклинальные формационные комплексы характеризуются линейно-вытянутыми, крутыми и осложненными дислокациями более высоких порядков складками, орогенные формационные комплексы слабо дислоцированы, плитные комплексы залегают почти горизонтально. В формационных комплексах переходного типа развиты как линейно-вытянутые складки, так и брахискладки, встречаются также купола. Таким образом «переходные» формационные комплексы отличаются от собственно геосинклинальных и орогенных особыми, переходными дислокациями.

Наиболее крупными дизъюнктивными дислокациями принято считать глубинные разломы, хотя в этот термин геологи вкладывают различное содержание. К ним следует отнести и дислокации в пределах сейсмофокальной зоны Беньофа — Заварицкого, поскольку по геофизическим данным она прослеживается на глубины до 600—700 км. Эта зона представляет собой, по-видимому, систему глубокопроникающих разломов, которые на океаническом дне выражены в тектонических уступах рельефа. Сведения о структуре этой зоны разноречивы, однако большинство исследователей считает ее слоисто-блоковой как по горизонтали, так и по вертикали.

Крупными дизъюнктивными дислокациями в регионе являются разломы Центрально-Сихотэ-Алинский и Восточный в Сихотэ-Алине, Тастахский на восточных склонах Буринского массива, Тымь-Поронайский и Центральный на Сахалине. Протяженность их составляет сотни километров. Ориентированные субпараллельно складчатой структуре, они разграничивают крупные структурные элементы рассматриваемой территории. Так, Центрально-Сихотэ-Алинский разлом ограничивает с востока Центрально-Сихотэ-Алинский антиклинорий. Восточный отделяет Восточно-Сихотэ-Алинский синклинорий от Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса, Тымь-Поронайский разлом с Сахалина продолжается

в центральную часть Хоккайдо и ограничивает с востока Исикари-Западно-Сахалинский мегсинклинорий.

Эти крупные региональные разломы региона С. Н. Алексейчиком, Н. А. Беляевским, Л. И. Красным, Н. П. Кропоткиным и В. В. Онихимовским считались взбросами. В последние годы В. П. Уткиным и В. С. Рождественским они тракуются как сдвиги (на Сихотэ-Алине левосторонние, на Сахалине — правосторонние). Основаниями для этого послужили характер приразломных дислокаций и статистическая обработка замеров трещин. Однако морфология этих разломов, в которых висячее крыло поднято относительно лежащего (т. е. слои гипсометрически ниже плоскости крутопадающего сместителя сменяются более молодыми слоями), опрокидывание приразломных складок параллельно плоскости разлома и образование вдоль нее серии пластин, надвинутых на стратиграфически все более молодые образования, указывают, скорее, на взброс. По-видимому, это сложные разломы, взбросовые дислокации которых осложнены более молодыми сдвиговыми дислокациями. Вертикальное смещение по таким взбросам достигает 2—3 км. Амплитуда горизонтального перемещения колеблется от 1—2 км до нескольких десятков.

Широко развиты также сбросы, как правило, поперечные или диагональные по отношению к простиранию складок. Амплитуда вертикального смещения колеблется от нескольких метров до 1500—2000 м. Для некоторых сбросов Сахалина установлено возрастание амплитуды смещения с глубиной [1]. Некоторые сбросы являются крупными региональными разломами, например Куканский сброс, ограничивающий с запада Сихотэ-Алинскую складчатую систему. Он протягивается на расстояние около 500 км. По-видимому, сбросом является Амурский разлом, протягивающийся на правобережье р. Амур от р. Хор до р. Гур. На продолжении крупных сбросов нередко фиксируются узкие грабены длиной до 100 км при ширине 15—35 км.

Своеобразны дизъюнктивные дислокации на Курильских островах. Амплитуды смещения по разломам здесь небольшие. Устанавливаются продольные и поперечные по отношению к простиранию островной дуги разломы. Продольные разломы в пределах Малой Курильской гряды, по данным К. Ф. Сергеева [32], выражены в виде мощных (до 100 м и более) зон дробления, в которых развиты дайки основного состава. По характеру штриховки восстанавливаются сбросовые и сдвиговые перемещения. На островах Большой Курильской гряды продольные разломы чаще всего представляют собой взбросо-сдвиги с вертикальной амплитудой до 1000—1500 м. Они часто сопровождаются зонами дробления мощностью до 3 км. Поперечные разломы относятся, как правило, к сбросо-сдвигам. Они хорошо выражены на о-ве Шикотан, где устанавливается горизонтальное смещение до 2,5 км. На островах Большой Курильской гряды они ограничивают молодые грабены, выполненные четвертичными осадками. Грабенами являются также многие проливы между островами.

КОРРЕЛЯЦИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ТЕЛ И ИХ ДИСЛОКАЦИИ

Для изучения геологической структуры и последующих палеотектонических построений было осуществлено прослеживание литологического (петрографического) состава геологических тел (формаций и формационных комплексов) по латерали и корреляции их разрезов, по возрасту и маркирующим горизонтам. Для этих целей использованы также поверхности несогласий.

Особым представляется вопрос о корреляции осадочных и магматических образований. Не вдаваясь в подробности их соотношений, примем в качестве одной из предпосылок для последующей корреляции геологических тел предположение о комагматических связях интрузивных и эффузивных ассоциаций. На Сахалине нами выделены следующие пары комагматических эффузивных и интрузивных формаций: позднепалеозойские — раннемеловые спилит-диабазовая и диорит-габбровая, позднемеловые трахибазальтовая и габбро-диоритовая, неогеновые андезит-базальтовая и габбро-диоритовая, трахиандезитовая и кринанит-эссекситовая. На Сихотэ-Алине Э. П. Изохом, В. И. Суховым, М. В. Мартынюком и другими установлены комагматические связи позднемеловых гранодиорит-гранитной (синдинский комплекс) и дацит-липаритовой (алчанская свита), диорит-гранодиоритовой (Нижнеамурский и Балпинский комплексы) и андезит-дацитовой (тахобинская и таркинская свиты), палеогеновых монцонито-гранитовой (прибрежный комплекс) и дацит-трахилипаритовой (кхущинская и колчанская свиты) формаций. Исходя из комагматических связей интрузивных и соответствующих эффузивных формаций, основываясь на стратиграфическом положении последних, можно говорить о пространственных связях осадочных и магматических формаций и их комплексов. Отчетливо устанавливается пространственная связь глинисто-кремнистых и эффузивных формаций (независимо от формационного типа последних). В докайнозойских толщах Сахалина и домеловых отложениях Сихотэ-Алиня эффузивные формации сопровождаются кремнистыми породами типа яшм и кремнистых сланцев, а в кайнозойских образованиях Сахалина и Курильских островов к эффузивным телам тяготеют глинистые породы со значительной примесью кремнистого вещества, а также диатомиты и опоки.

Состав мезозойских и кайнозойских plutонических формаций юга Дальнего Востока, как правило, не зависит от характера вмещающих осадочных образований. Так, гранодиорит-гранитная формация (высокоглиноземистые граниты хунгарийской серии Сихотэ-Алиня, гранитоиды лангерийского и анивского комплексов Сахалина) залегают среди метаморфических сланцев мафитового типа (вальзинская серия Сахалина), кремнисто-глинистых и вулканических образований юры—раннего мела Сахалина и триаса—юры Сихотэ-Алиня, флишоидных терригенных отложений валанжина, но состав гранитов принципиально не отличается. Такая же картина пространственного расположения монцонито-гранитовых

формаций Сихотэ-Алиня (мяо-чанский, бачелазский и прибрежный комплексы), состав которых остается постоянным независимо от состава вмещающих пород.

Другая группа вопросов касается корреляции геологических тел, закартированных на территории региона, с подразделениями дна акваторий дальневосточных морей и океана, выделяемыми в основном по геофизическим данным: глубинному сейсмическому зондированию, методу отраженных волн (МОВ), непрерывному сейсмопрофилированию (НСП). Это материалы Г. С. Гнибиденко, Л. С. Маргулиса, С. В. Потапова, И. А. Соловьевой, С. С. Снеговского, А. А. Суворова, И. К. Туезова и многих других. Стратификация геофизических слоев вызывает большие трудности, однако, используя данные драгирования дна морей и океана (материалы И. И. Берсенева, Б. И. Васильева, А. А. Геодекяна, Г. Б. Удинцева и др.), экстраполируя геологическую структуру территории Приморья, Сахалина, Курильских островов на прибрежные части морских геофизических профилей, можно с определенной долей уверенности проследить и на дне морей те же геологические тела, на уровне формационных комплексов, что и на суше (рис. 7).

Данными для суждения о мощности формационных комплексов в пределах акваторий региона служили в основном профили НСП или МОВ. Для участков, где они отсутствуют, привлекались профили ГСЗ. Экстраполяция между профилями осуществлялась с использованием данных гравиметрии и магнитометрии. Состав комплексов предполагался с учетом материалов бурения в прибрежных частях и данных драгирования.

Вышеуказанными исследователями установлено, что сейсмические слои («рыхлая толща», «осадочный слой», «акустический прозрачный горизонт», «акустический фундамент», «консолидированная кора» и т. д.) имеют гетерогенное происхождение, разный состав и возраст. «Акустический фундамент» в северной части Татарского пролива, по-видимому, сложен вулканогенно-осадочными породами, одновозрастными с сергеевской серией Сахалина (олигоцен—нижний миоцен). В южном направлении возраст пород этого «фундамента» становится все более древним: сначала палеогеновым, затем позднемиоценовым, а в северной части Японского моря — палеозойским—раннемезозойским. В северо-западной части Охотского моря, по данным Г. С. Гнибиденко [19], Л. С. Маргулиса и др. [11], акустический фундамент представлен либо верхнепалеозойскими—нижнемезозойскими образованиями, прорванными палеогеновыми гранитоидами (банка Кашеварова), либо мезозойскими (острова Меньшикова и Рейнике), либо нижнекайнозойскими (о-в Св. Ионы) породами.

В данной работе, в соответствии с проведенной корреляцией, нами принято, что среднемиоцен-плиоценовому осадочному формационному комплексу Сахалина и Курильских островов соответствуют по данным МОВ вся «рыхлая толща» в северной части Татарского пролива и Охотского моря, условно верхняя половина этой толщи в южной части Татарского пролива и в глубоководных

впадинах Охотского и Японского морей (сейсмические слои со средними скоростями продольных волн до 2,0 км/с). В олигоцен-нижнемиоценовый формационный комплекс нами включена нижняя половина «рыхлой толщи» МОВ и «верхней толщи осадочного слоя» ГСЗ южной части Татарского пролива и Охотского моря, верхняя половина «акустически прозрачного горизонта» МОВ и

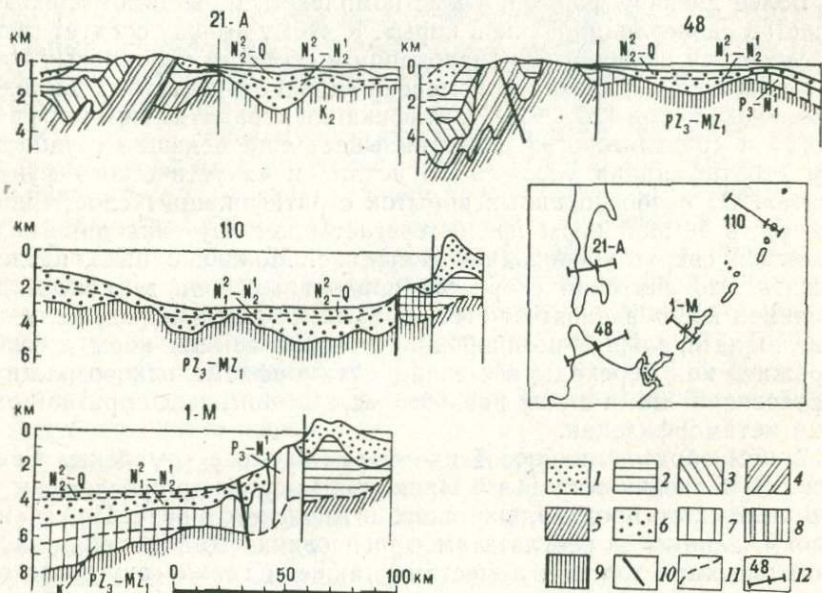


Рис. 7. Корреляция геологических разрезов Сахалина, Хоккайдо и Курильских островов с сейсмическими профилями на прилегающих акваториях. По И. К. Тузеву и др. (1978 г.)

1—5 — осадочные формационные комплексы: 1 — среднемиоцен-плиоценовый, 2 — олигоценный—нижнемиоценовый, 3 — палеогеновый, 4 — верхнемеловой, 5 — доверхнемеловой; 6—9 — сейсмические слои: 6 — «рыхлая толща» МОВ (профиль 1-М) и верхняя толща осадочного комплекса НСП (профили 21-А, 48 и 110), 7 — «акустически прозрачная толща», 8 — нижняя толща осадочного комплекса НСП, 9 — «акустический фундамент»; 10 — разломы; 11 — предполагаемые границы; 12 — расположение сейсмических профилей (на врезке) и их номера

верхняя половина «нижней толщи осадочного слоя» ГСЗ северной части Татарского пролива и Охотского моря (сейсмические слои со скоростями 2,1—3,2 км/с). Палеогеновый формационный комплекс, возможно, фиксируется низами «акустически прозрачного горизонта» МОВ и верхами «нижней толщи осадочного слоя» ГСЗ (сейсмические слои со скоростями 3,0—4,3 км/с).

К верхнемеловому формационному комплексу нами отнесена вся «нижняя толща осадочного слоя» Южно-Охотской глубоководной котловины и присахалинского шельфа в северной части Татарского пролива и Охотского моря, нижняя половина этой толщи южной части этих акваторий по ГСЗ (сейсмические слои со скоростями 4,6—5,0 км/с), нижняя половина «акустически прозрачного горизонта» МОВ. В центральных частях Охотского и Японского

морей, а также на Большой Курильской гряде этот комплекс не выделяется. В частности, на Большой Курильской гряде мощность «осадочного чехла» геофизиками оценивается в 4—6 км. В то же время мощность только неоген-четвертичных образований, обнажающихся на островах гряды, определяется в 4—7 км [32]. Из этого следует, что верхнемеловым образованиям здесь нет места.

Более древние формационные комплексы, по-видимому, входят в состав «консолидированной коры». К этому выводу следует прийти, учитывая интенсивные дислокации и скорости продольных волн (5,0—6,0 км/с), близкие к измеренным в поверхностных выходах домеловых пород [29, 39]. Стратификация «гранитно-метаморфического» и «базальтового» слоев вызывает еще большие трудности, чем стратификация «осадочного чехла» и «акустического фундамента». От необоснованных попыток стратификации «слоев» нижней части земной коры предостерегает опыт изучения данных по Кольской сверхглубоководной скважине. Можно, однако, предположить, что значения скоростей продольных волн в «консолидированной коре» зависят от степени метаморфизма пород. Если это так, то латеральные неоднородности низов земной коры должны отражать как переходы в степени метаморфизма разновозрастных образований, так и смену разновозрастных комплексов разной степени метаморфизации.

Таким образом, кайнозойские формационные комплексы Сахалина, Курильских островов и Приморья могут быть прослежены на дне Татарского пролива, Охотского и Японского морей. По сейсмическим данным и результатам драгирования дна морей нижняя часть «рыхлой толщи», а местами также и верхи «акустического фундамента» представлены миоцен-плиоценовыми кремнисто-глинистыми отложениями с кремнистыми аргиллитами, опоками и диатомитами, которые перемежаются с грубообломочными терригенными образованиями; широко развиты вулканогенные образования, среди которых устанавливаются как известково-щелочные андезиты-базальты и андезиты, так и высокоглиноземистые толеитовые базальты. Как было показано в предыдущем разделе, такие комплексы несут на себе черты как собственно геосинклинальных, так и орогенных, и могут быть выделены в особый класс переходных формационных комплексов. Область их распространения охватывает весь изученный регион как территории, так и акватории.

Главными признаками формационных комплексов переходного типа в этом регионе являются: 1) чередование пресноводно-континентальных и прибрежно-морских терригенных (часто с углями) и вулканогенно-кремнисто-глинистых, относительно глубоководных (с широким развитием кремнистых и опоквидных аргиллитов) групп формаций, 2) преобладание основных вулканитов, среди которых отмечаются как известково-щелочные, щелочные, так и толеитовые разновидности, 3) флишоидное строение морских отложений.

Докайнозойские формационные комплексы на дне акваторий дальневосточных морей могут быть только намечены (рис. 8). Мезозойские породы на дне Охотского моря драгированы [8, 18, 19]

на банке Кашеварова (доверхнемеловые вулканические и терригенные образования, прорванные гранодиоритами), выступе Св. Ионы (верхнемеловые породы с эоценовыми гранодиоритами), в Охотском своде (геосинклинальные образования от протерозойского до мелового возраста с гранитоидами и вулканитами мела—палеогена), на поднятиях Института Океанологии (деформированный палеозойско-нижнемеловой геосинклинальный комплекс) и Академии Наук СССР (верхнепалеозойские—мезозойские эвгеосинклинальные образования), а также на склонах Южно-Охотской глубоководной котловины (дислоцированные мезозойские зеленокаменно-измененные породы и гранитоиды).

К наиболее древнему структурному элементу дна дальневосточных акваторий следует отнести Охотский свод, который Г. С. Гнибиденко отнес к массивам ранней консолидации [18]. В его строении участвуют архейские и протерозойские образования.

Для нас наибольший интерес из докайнозойских образований представляют меловые образования. Судя по геофизическим материалам и данным драгирования, значительные мощности меловых пород на дне акваторий дальневосточных морей могут предполагаться в присахалинском шельфе, между Большой и Малой Курильской гряды и на северо-западном склоне Курило-Камчатского глубоководного желоба.

Особым представляется вопрос о корреляции формационных комплексов континента и дна океана. Геологические тела внешнего склона Курило-Камчатского глубоководного желоба и вала Зенкевича (о-в Хоккайдо) пока намечены весьма условно. По данным сейсмондирования и драгирования дна в этом районе [8, 33] могут быть обозначены три формационных комплекса: 1) верхний (мощностью до 600 м—1000 м) кайнозойский вулканогенно-глинисто-кремнистый, 2) средний (мощностью до 1000 м) нижнемеловой, кремнисто-глинистый и 3) нижний доваланжинский. В последнем из них установлен сложный комплекс пород, среди которых имеются зеленокаменноизмененные эффузивные породы (диабазы, порфириты и др.), туфы, граувакки, аргиллиты, кремнистые породы, глинистые сланцы, а также меловые граниты, гранодиориты и диориты. Характерно, что среди вулканитов часты трахибазальты, близкие по составу эффузивам учирской свиты Восточного Сахалина.

В кайнозойском формационном комплексе дна океана, судя по данным драгирования и глубоководного бурения с судна «Гломар Челленджер», преобладают глинисто-кремнистые осадки: пелагические диатомовые и радиоляриевые илы, глины и аргиллиты с прослоями вулканического пепла. Среди осадочных образований дна океана нет наземных грубообломочных пород. Так, скв. 303 (восточнее о-ва Итуруп) пробурено 285 м кайнозойских пород, из которых нижние 35 м представлены нанонилловыми илами с кремнистыми прослоями, верхние 250 м — диатомово-радиоляриевыми илами с цеолитовыми пелагическими глинами и прослоями кремней.

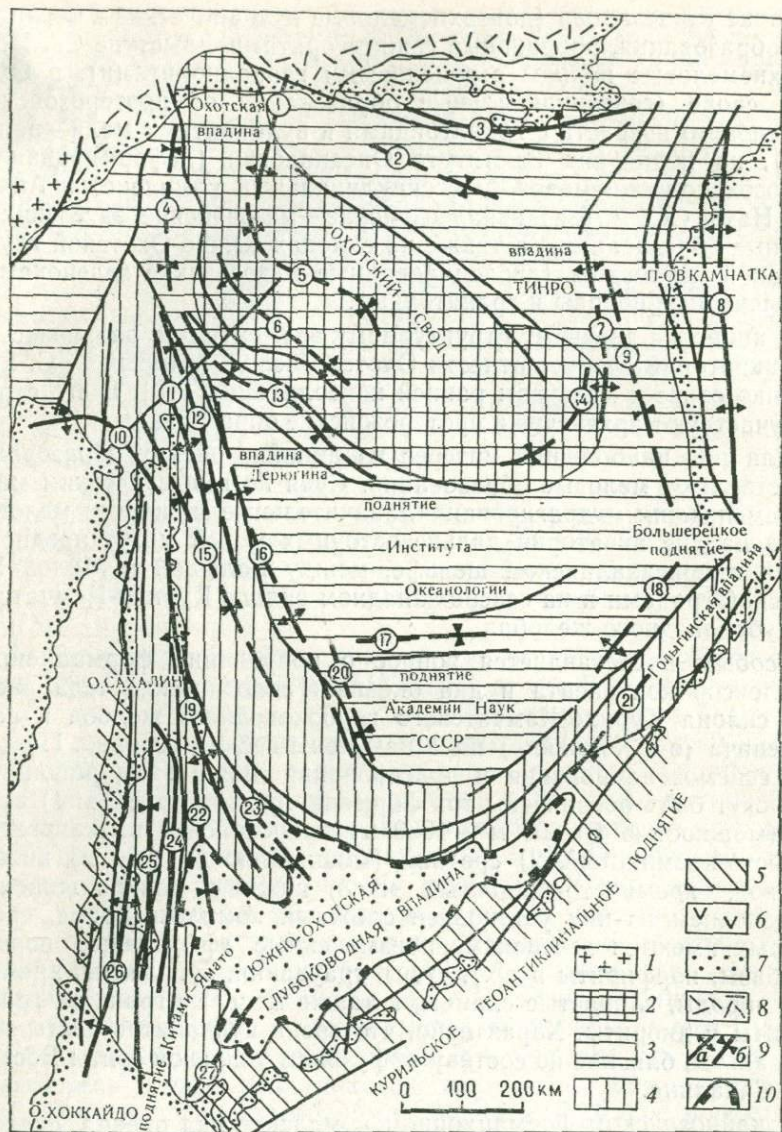


Рис. 8. Схема тектонического строения дна Охотского моря. По Г. С. Гнибиден-
ко и И. И. Хведчуку (1979 г.)

1 — докембрийский метаморфический комплекс; 2 — геосинклинальный и постгеосинклинальный комплексы фундамента Охотского свода, вала и прогиба Кашеварова (докембрий—ранний палеоген); 3 — геосинклинальный комплекс фундамента Северного прогиба и окраинных частей Охотской плиты (палеозой—ранний мел); 4 — комплекс фундамента континентального склона и Восточного Сахалина (поздний палеозой—ранний мел); 5 — геосинклинальный комплекс Западного Сахалина и Курильского геоантиклинального поднятия (мезозой—плиоцен—квартер); 6 — плиоцен-четвертичные вулканиты Южной Камчатки; 7 — чехол глубоководной котловины, залегающий на мезозойском фундаменте; 8 — вулканогенный пояс; 9 — горст-антиклинорные поднятия и горсты (а) и грабен-синклинальные прогибы и грабены (б); 10 — граница глубоководной впадины. Цифры в кружке: 1 — вал Лисянского, 2 — прогиб Северный, 3 — антиклинорий Кони-Пьягина, 4 — Западно-Охотский

Кайнозойский комплекс дна океана обычно охватывает стратиграфический интервал от нижнего миоцена до голоцена.

В отличие от переходных формационных комплексов, среди океанических кайнозойских вулканитов резко преобладают толеиты, а кислые вулканиты не играют существенной роли. Хотя на краевом окраинном валу и на некоторых внутриокеанических островах и имеются эффузивные породы кислого состава, но количество их не превышает 5—10 % от общего объема кайнозойских вулканитов.

Таким образом, кайнозойские океанические комплексы своеобразны, а переходные формационные комплексы являются переходными не только из-за того, что несут на себе черты как собственно геосинклинальных, так и орогенных. Они занимают переходное структурное положение между континентом и океаном, не встречаясь ни на континентах, ни на дне океанов. Поэтому зона сочленения континента и океана в статической геологии нами и рассматривается как область распространения таких особых переходных формационных комплексов.

Все геологические тела в той или иной мере дислоцированы. Типы, формы и распределение дислокаций обычно соответствуют рангу геологических тел, в которых они проявлены. Тем не менее считается целесообразным выделять дислокации в качестве условных геологических тел второго типа, а отдельные элементы дислокации — в качестве резкостных границ [20]. Поэтому представляются важными и соотношения вещественных характеристик геологических тел с типами дислокаций. Такая корреляция даст основания для суждения о вертикальном и латеральном распространении фаз тектонической активности, интенсивности вертикальных движений в геологическом прошлом, поможет восстановить динамические условия существования того или иного участка в истории геологического развития при ретроспективных построениях.

Остановимся на соотношениях магматических образований с пликративными дислокациями. Установлено два типа взаимоотношений на уровне формаций. Первый тип — когда интрузивы подвержены пликративным дислокациям вместе с вмещающими осадочными породами. Такие соотношения нами были изучены на примере миоцен-плиоценовой кринанит-эссекситовой формации Сахалина. Интрузивы этой формации всегда ориентированы параллельно простиранию складок. В угленосных образованиях верхнедуйской свиты (средний миоцен) мелкие пластовые залежи (мощностью до 1 м) нередко находятся во вмещающих породах через 1—

прогиб, 5 — прогиб Кашеварова, 6 — вал Кашеварова, 7 — Прикамчатский вал, 8 — Тигиль-Малкинский антиклинорий, 9 — Западно-Камчатский прогиб, 10 — антиклинорий Литке, 11 — антиклинальная зона Шмидта, 12 — Восточно-Шмидтовский прогиб, 13 — прогиб Св. Ионы, 14 — прогиб Лебеда, 15 — Восточно-Сахалинский прогиб, 16 — Пограничный вал, 17 — прогиб Макарова, 18 — вал Лебеда, 19 — Сахалинский антиклинорий, 20 — прогиб Шмидта, 21 — прогиб Атласова, 22 — прогиб Владимирский, 23 — прогиб Пегаса, 24 — антиклинальная зона Анива-Поронайская, 25 — синклинальная зона Анива-Макаровская, 26 — антиклинорий Хоккайдо

3 м разреза. Силлы смяты в складки так же, как и вмещающие породы, все значительные изгибы слоев повторяются границами интрузивов. Складки в неогеновых отложениях отчетливо огибают интрузивы, границы которых следуют поверхностям напластования.

Обращает на себя внимание факт постоянства строения интрузивных тел кринанит-эссекситовой формации, их дифференцированности, состава и структуры независимо от того, в какие отложения внедрялся интрузив (щелочные базиты известны в отложениях от поздне мелового до позднемиоценового возраста). Суммарная мощность только неогеновых пород, в которых известны интрузивы в пределах одной структурно-фациальной зоны, составляет 4000—5000 м, а с палеогеновыми отложениями 7000—9000 м. Фациально-морфологический облик интрузивов при этом сохраняется. Это можно объяснить внедрением щелочных базитов в течение значительного промежутка времени одновременно с прогибанием и образованием синклинальных понижений. По-видимому, силлы и лакколлиты образовались при внедрении магматических масс в трещины растяжения и межпластового расщепления, возникшие при прогибании. Широкое развитие мелких пластовых залежей трахитов и трахидолеритов, прослеживающихся на значительном расстоянии, — свидетельство низкой степени вязкости щелочной магмы. Механизм заполнения магматическим материалом систем нормальных и пластовых трещин с образованием силлов и даек объяснен еще в 1948 г. Ю. А. Косыгиным и В. А. Магницким на примере Донбасса. Установлено, что такой процесс происходит до складчатости, причем внедрением магмы (с образованием систем силлов и даек) осуществляется подземное компенсирование прогибания.

По-видимому, координатные тела (силлы, лакколлиты) чаще образуются в близповерхностных гипабиссальных фациях глубинности и когда разрыв во времени формирования интрузивов и вмещающих пород невелик. Дислокации, связанные с магматическими телами, образуют особый класс инъективных дислокаций [20]. Это специфические структурные формы, обусловленные перемещениями магматического вещества в пространство вмещающих слоев.

Другой тип взаимоотношений магматических формаций с пликтивными дислокациями — дискордантный, когда границы магматических тел пересекают слоистую структуру вмещающих пород. Многочисленны примеры такого типа, в частности, дают взаимоотношения гранитоидов хунгарийской серии с раннемеловыми породами и гранитоидов прибрежной серии с поздне меловыми вмещающими формациями [15]. Представляется, что этот тип взаимоотношений пликтивных дислокаций и магматических формаций возникает в том случае, когда имеется значительный разрыв во времени образования вмещающих пород и интрузивов, сформировавшихся в мезоабиссальных или абиссальных фациях.

На уровне формационных комплексов картина иная. В целом поля развития магматических и осадочных формационных комплексов совпадают с ареалами определенных морфологических типов

складчатости, однако орогенные формационные комплексы менее специализированы по типу складчатости: здесь отмечаются как брахискладки, так и линейно-вытянутые складки. Дислоцированность орогенных формационных комплексов зависит от близости к крупным разломам. В частности, связь зон интенсивных складчатых деформаций в кайнозойских отложениях Сахалина с крупными разломами установлена С. Д. Гальцевым-Безюком. Ширина таких зон с крутыми (до 70—80°) углами падения слоев, а иногда опрокинутыми и лежащими складками, обычно составляет 1—5 км. За пределами этих зон складки становятся более пологими и спокойными. Форма сводов антиклиналей вблизи зон крупных разломов изменяется с куполовидной на гребневидную.

Заметную роль в орогенных формационных комплексах имеет конседиментационная складчатость. На Сахалине она проявлялась начиная со среднего миоцена [1]. На рост складчатости в процессе осадконакопления указывают увеличение мощности к осям синклиналей, уменьшение — к сводам антиклиналей и более грубозернистый характер отложений в сводовых частях последних.

Орогенные магматические формации и их комплексы образуют вулканогенные (вулканические) пояса. Наиболее древние формации таких поясов формируются одновременно с осадочным формационным комплексом, располагаясь, как правило, на границе миогеосинклинальных и орогенных комплексов. В частности, для Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса согласное залегание пород андезитовой формации (больбинская свита) на глинисто-аркозовой формации (удоминская свита) наблюдается в районе пос. Тыр. Однако в ряде случаев такие пояса накладываются на более древние геосинклинальные формационные комплексы, и тогда формации этих поясов залегают резко несогласно со структурой более ранних образований.

Контроль магматических поясов осуществляется глубинными разломами. Полученные данные для юга Дальнего Востока служат подтверждением этому. Здесь все вулканогенные пояса и цепочки интрузивных тел совпадают с крупными разломами. В частности, вдоль Куканского разлома Западного Сихотэ-Алия трещинный интрузив гранитоидов (Чалбухинский массив) вытянут на 45 км при ширине 3 км [15]. На удалении 5—10 км от региональных разломов глубокого заложения магматические образования крайне редки.

На примере Сахалина устанавливается пространственная связь с зонами сближенных глубинных разломов метаморфических комплексов симатического профиля в сводовых частях крупных мегантиклинорий. В стороны от осевой части последних фиксируются уменьшение степени метаморфизма и постепенный переход от метаморфических формаций к слабо измененным осадочным и вулканическим формациям (кремнисто-глинистая и спилит-диабазовая формация). Ксенолиты этих метаморфических пород отсутствуют в вышележащих мезозойских образованиях, первичные осадочные породы метаморфид являются глубоководными, вулкани-

ты — исключительно базитовые. Все это не позволяет относить эти метаморфические породы к формационному комплексу основания (кристаллическому фундаменту).

От подобных зон смятия отличаются такие блоки метаморфических образований, как Аниюский и Хорский выступы Сихотэ-Алиня. Метаморфиды здесь существенно отличаются от метаморфических комплексов Сахалина. В первых первичный состав существенно карбонатный, структурный план исходных толщ иной по сравнению с мезозойским обрамлением, степень метаморфизма выше (присутствуют силлиманит, ставролит и другие высокотемпературные минералы). Возможно, такие блоки представляют собой выступы кристаллического фундамента, располагающегося под геосинклинальными формационными комплексами.

СООТНОШЕНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ТЕЛ И ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ

В соответствии с принятой методологией (см. первый раздел) мы разделяли геофизическую и геологическую структуру. Действительно, такие понятия, как «земная кора», «гранитно-метаморфический слой», «базальтовый слой», «поверхность Мохоровичича» и т. д., подразумевают только сейсмические характеристики и не несут никакой геологической информации [20]. Расшифровка глубинной геологической структуры без геофизических данных, конечно, невозможна, но для этого последние должны быть корректно интерпретированы с использованием геологических данных и соответствующими оговорками, поскольку все глубинные построения ненаблюдаемы и гипотетичны.

В последующем тексте термин «земная кора» дается только в геофизическом смысле (пространство, ограниченное снизу сейсмической поверхностью Мохоровичича). Для верхней геосферы Земли часто употребляется термин «литосфера». Он также понимается, как правило, в геофизическом смысле для обозначения более обширного (по радиусу Земли) пространства. Для геологического пространства этой сферы Земли Ю. А. Косыгиным [21] предложен термин «гипергенная оболочка», которым мы будем пользоваться.

Рассмотрим пространственные соотношения геофизических и геологических данных по глубинному строению южной части Дальнего Востока СССР. Материалом для суждений о глубинной геологической структуре являются результаты формационного анализа осадочных, магматических и метаморфических образований, структурных построений (геологические профили), изучение кристаллических включений в базальтоидах. Глубинная геофизическая структура основана на данных глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ), сейсмических исследований методами отраженных волн (МОВ), преломленных волн (КМПВ), непрерывного профилирования (НСП), гравиметрии и магнитометрии. Геофизические данные были позаимствованы из имеющихся сводных работ (со-

ответствующие ссылки в нижеследующем тексте имеются). По этим материалам нами составлена схема мощностей земной коры (рис. 9).

Поверхность Мохоровичича (граничные сейсмические скорости более 7,7 км/с) имеет довольно простую форму. Максимальная

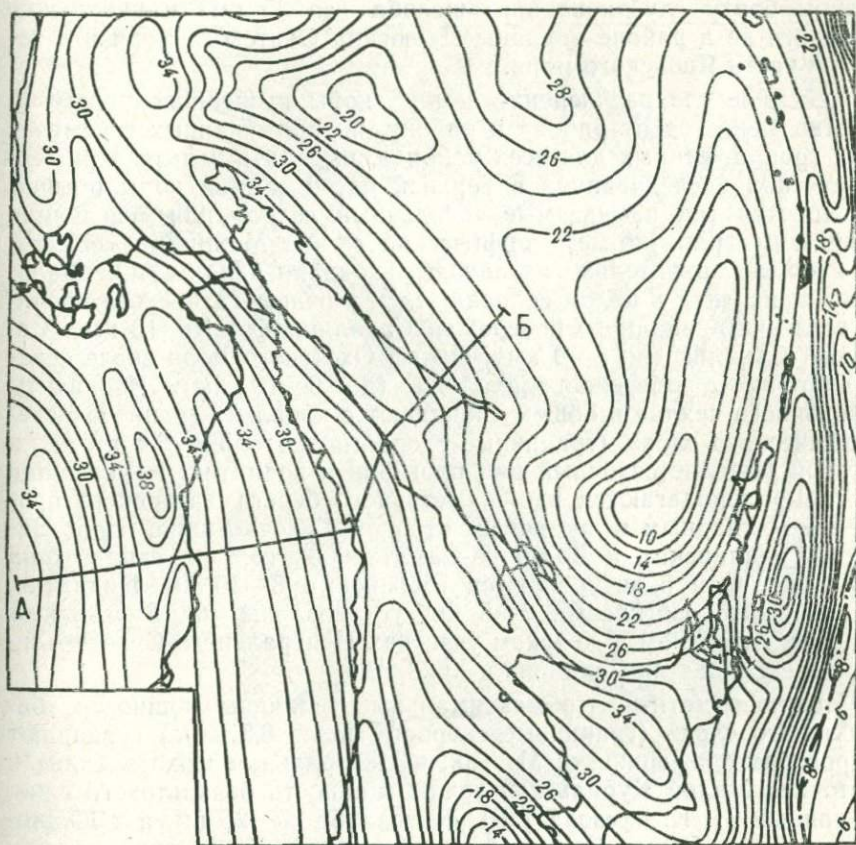


Рис. 9. Схема мощностей земной коры (изолинии в км). По А. А. Андрееву (1963 г.), С. В. Потапьеву (1971 г.) и И. К. Туезову (1975 г.)

А—Б — линия геолого-геофизического профиля (см. рис. 13)

мощность земной коры (35—40 км) определяется для Буреинского массива и Центрального Сихотэ-Алиня. В восточном направлении к центральной части Татарского пролива она уменьшается до 25—30 км, а к Японскому морю — до 14—18 км. В средней части Центрального и Юго-Западного Сахалина мощность земной коры вновь увеличивается до 32—35 км. В Охотском море эта мощность колеблется от 10—16 км (Южно-Охотская глубоководная котловина) до

24—32 км в центральной части моря. Вдоль Большой Курильской дуги поверхность М полого погружается от средней ее части (15—20 км) к северо-востоку (до 30 км) и юго-западу (до 26—28 км). Заметный подъем этой поверхности определяется восточнее Малой Курильской гряды, где мощность земной коры достигает 28—30 км. Обращают на себя внимание большие мощности земной коры в западном борту глубоководного желоба (до 35 км) и небольшие мощности ее в районе впадины Дерюгина Охотского моря и в северной части Японского моря.

Сейсмическое расчленение земной коры выше поверхности М заметно меняется от района к району, но протяженных сейсмических границ, единых для всех районов, выделить нельзя. При геофизических исследованиях в верхней части земной коры обычно выделяются так называемые «осадочный чехол» или «осадочная толща» и «гранитно-метаморфический слой». Мощности «осадочного чехла» значительно различаются, однако районы максимальных их значений в целом совпадают. Это шельф Татарского пролива возле юго-западного побережья Сахалина (до 10—12 км), Северный Сахалин (до 8—9 км), шельф Охотского моря возле северо-восточного побережья Сахалина (до 9—10 км). Изопахиты «осадочного чехла» в общем совпадают с кровлей «гранитно-метаморфического слоя» (границные скорости около 5,5—6,4 км/с), в которой выделяется целый ряд прогибов и поднятий. Крупнейшие прогибы располагаются вдоль восточного берега Татарского пролива, по западным и восточным отрогам Сихотэ-Алиня, вдоль Западно-Сахалинских и Восточно-Сахалинских гор, на западе о-ва Хоккайдо. Они оконтуриваются изогипсами 8—10 км. Поднятия, ограниченные изогипсами 2—5 км, установлены на Буреинском массиве, Анюйском и Хорском участках Центрального Сихотэ-Алиня, в осевых частях Сахалина и Хоккайдо.

Можно отметить, что максимальные величины мощности «базальтового слоя» (границные скорости более 6,5 км/с) совпадают с прогибами поверхности М. Так, в Центральном Сихотэ-Алине и восточнее Малой Курильской гряды мощность базальтового слоя, по данным И. К. Туезова [39], составляет 20—25 км, а в Южно-Охотской и Северо-Японской глубоководных котловинах — 6—10 км. Приподнятая кровля «базальтового слоя», на глубине 14—18 км отмечается также на Буреинском массиве, на Тонино-Анивском полуострове Сахалина и на севере Сихотэ-Алиня.

Говоря о геофизической структуре земной коры в целом, отметим, во-первых, усложнение ее снизу вверх: наиболее простую форму имеет кровля М, структура «гранитно-метаморфического слоя» более сложная по сравнению с «базальтовым». Различия в глубинном строении региона намного меньше тех, которые наблюдаются в верхних частях земной коры. Во-вторых, заметно усложнение структуры земной коры от консолидированных участков (Буреинский массив) к складчатым подвижным областям (Сахалин, Сихотэ-Алинь). Это выражается как в большей дифференциации

районов на прогибы и поднятия, так и в большей неоднородности по вертикали, характерных для складчатых областей.

Многие исследователи отмечают отсутствие корреляции между граничными скоростями продольных сейсмических волн и глубиной залегания поверхностей, которые они характеризуют. Во многих

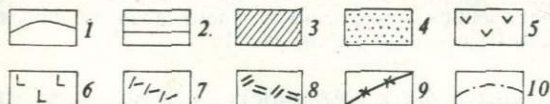
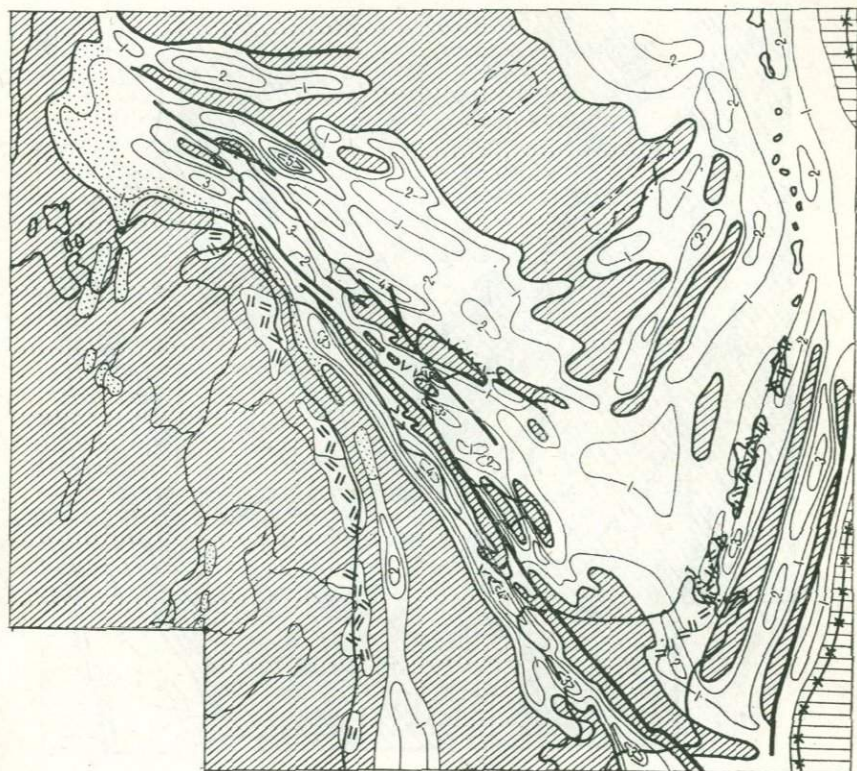


Рис. 10. Схема мощностей среднемиоцен-плиоценового формационного комплекса
 1 — изолинии мощностей; 2 — океанические осадки мощностью до 500 м; 3 — участки, лишенные существенных отложений комплекса; 4 — наземно-пресноводные фации (без крапа — морские фации); 5—6 — вулканы основного состава (5 — подводные, 6 — наземные); 7—8 — вулканы кислого и среднего состава (7 — подводные, 8 — наземные); 9 — ось современного глубоководного желоба; 10 — современные возвышенности в акватории Охотского моря (Академии Наук СССР и Института вулканологии)

случаях не четко выделяются «базальтовый слой» и поверхность М.

На основании сопоставления мощностей трех кайнозойских формационных комплексов (рис. 10—12) установлено, что более молодые комплексы занимают более значительную площадь в ак-

ваториях морей и меньшую — на континенте. По изолиниям мощностей кайнозойских отложений выделяется целый ряд кайнозойских прогибов как крупных, так и локальных. Наиболее крупные из них протягиваются вдоль западного берега Сахалина и Хоккайдо, западных бортов Тымь-Поронайской депрессии, в прибрежных частях Лунской и Пограничной депрессий, на севере Сахалина и



Рис. 11. Схема мощностей олигоцен-раннемиоценового формационного комплекса. Условные обозначения см. рис. 10

вдоль Большой Курильской гряды. Мощности преимущественно морских миоценовых отложений здесь достигают 6000—9000 м. В последнее время установлены мощные (до 4000—5000 м) толщи миоцен-плиоценовых отложений в южной части Татарского пролива.

Несколько прогибов, выполненных среднемиоцен-плиоценовым формационным комплексом (мощностью до 2500 м), установлены в северо-западной части Охотского моря [11]. Фундаментом для них служат верхнемеловые или, чаще, сложно дислоцированные верхнепалеозойские — нижнемезозойские образования, нередко выходящие на дно моря. Из континентальных прогибов наиболее крупным является Среднеамурский, в пределах которого в локаль-

ных впадинах мощность кайнозойских отложений достигает 2000—2500 м.

Участки, лишенные существенных мощностей кайнозойских осадков, обширны в Сихотэ-Алине, в центральных частях Западно-Сахалинских гор. В пределах акваторий участки дна, лишенные кайнозойских отложений, имеются в северной части Японского мо-

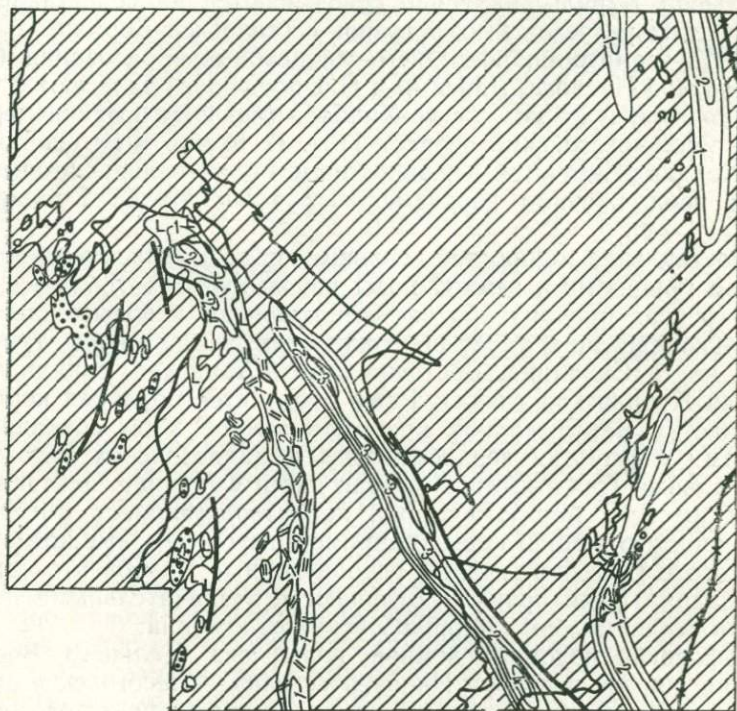


Рис. 12. Схема мощностей палеогенового формационного комплекса. Условные обозначения см. рис. 10

ря, на подводных возвышенностях Академии Наук СССР и Института Океанологии в Охотском море, в районе Малой Курильской гряды и на восточном склоне Курило-Камчатского глубоководного желоба.

По суммарным мощностям ниже-верхнемелового формационного комплекса отчетливо выделяется несколько крупных прогибов с осевыми линиями вдоль правого берега р. Амур, западного берега Татарского пролива, восточных склонов Западно-Сахалинских гор и западной части о-ва Хоккайдо, юго-восточных отрогов Восточно-Сахалинских гор и на Малой Курильской гряде. В этих прогибах мощность верхнемеловых образований составляет 5000—8000 м. С другой стороны, обширны участки, лишенные верхнеме-

ловых осадков. Они располагаются западнее р. Амур, в Центральном Сихотэ-Алине, центральных частях Охотского и Японского морей и на Большой Курильской гряде.

Отсутствие существенных мощностей верхнемеловых отложений в центральных частях Охотского и Японского морей и на юге Татарского пролива доказано данными драгирования дна этих акваторий [8, 19, 40]. Суждения об отсутствии верхнемеловых пород на Большой Курильской гряде основываются на сопоставлениях сейсмических разрезов этих островов с геологией Восточного Хоккайдо. На территории последнего миоценовые образования (формации ярусов Ниснога, Дайсима и Нисикуросава) залегают с угловым несогласием на комплексе Хидака, имеющем позднепалеозойский — раннемезозойский возраст [10]. И только в юго-восточной части Хоккайдо имеются верхнемеловые образования, которые являются продолжением верхнемеловых толщ Малой Курильской гряды.

Сопоставление мощностей верхнемеловых и кайнозойских отложений с мощностями земной коры показывает, что области наибольшего осадконакопления часто приурочены к повышенным относительно соседних участков мощностям земной коры (юго-западная часть Сахалина, Восточно-Сихотэ-Алинский синклиниорий, Большая Курильская гряда). Реже отмечается обратная корреляция: участки максимальной мощности земной коры совпадают с участками отсутствия верхнемеловых и кайнозойских отложений (Центральный Сихотэ-Алинь, осевая часть Сахалина, центральная часть Охотского моря). Участки, характеризующиеся минимальной мощностью земной коры (например, глубоководные котловины Японского и Охотского морей, глубоководные желоба и океанические впадины), как правило, отличаются незначительными накоплениями верхнемеловых и кайнозойских отложений.

Морфология подошвы земной коры юга Дальнего Востока СССР на широте поселков Иннокентьевский — Лесогорск в общих чертах соответствует кровле «гранитно-метаморфического слоя» (рис. 13). К подъемам последнего обычно приурочены и поднятия поверхности М. По данным С. В. Потапьева, поверхностная геологическая структура на Сихотэ-Алине прослеживается на глубину до 15 км в пределы «гранитно-метаморфического слоя», в «базальтовом слое» она не проявляется. Кровля «гранитно-метаморфического слоя» совпадает с выступами кристаллического фундамента, а за пределами этих выступов хорошо коррелируется с эвгеосинклинальными вулканогенно-глинисто-кремнистыми формационными комплексами. Сопоставления гравитационного поля Ханкайского и Буреинского массивов и Сихотэ-Алиня позволили С. А. Салуну предположить наличие позднепротерозойско—раннекембрийского кристаллического фундамента во всей Сихотэ-Алинской складчатой области. Этот вывод подтверждается и сейсмическими данными. Характерно, что континентальным впадинам (Амуро-Зейской, Среднеамурской и др.) отвечают повышенные гравитационные аномалии, но несколько пониженные величины мощности

земной коры при примерно равных мощностях «базальтового» и «гранитно-метаморфического» слоев.

Говоря о взаимоотношениях крупных геологических структурно-морфологических элементов с глубинной геофизической структурой, следует отметить, что крупным антиклинариям отвечают максимальные мощности земной коры и «гранитно-метаморфиче-

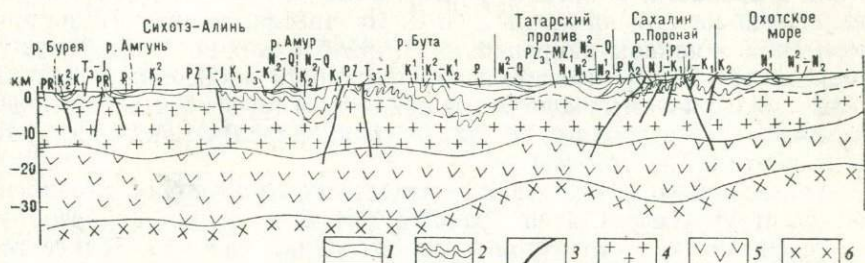


Рис. 13. Геолого-геофизический профиль (направление профиля показано на рис. 9). По А. А. Андрееву (1963 г.), С. В. Потапову (1971 г.), И. К. Туезову (1975 г.)

1 — границы формационных комплексов; 2 — зоны интенсивных дислокаций; 3 — разломы; 4—6 — геофизические слои (4 — гранитно-метаморфический, 5 — базальтовый, 6 — верхняя мантия)

ского слоя» и, наоборот, синклинории совпадают с поднятиями поверхности М. Структурный план «базальтового слоя» хуже коррелируется с поверхностной структурой региона.

К выступам древних образований (Буреинский массив, Анюйский и Хорский выступы) приурочен подъем, а к осям синклинорий — погружение кровли этого слоя. В пределах Горинского и Восточно-Сихотэ-Алинского синклинорий их морфология согласна с поверхностью «гранитно-метаморфического слоя», а подошва земной коры смещена на восток на 50 км.

Другие закономерности соотношения геологической и геофизической структуры выявляются при сопоставлении мощностей земной коры, гравитационных аномалий и площадей развития магматических формаций. Арёалы гранитоидного магматизма совпадают с региональными гравитационными минимумами и прогибами поверхности М. Однако зоны максимального развития мезозойских гранитов располагаются, как правило, в зоне градиентов между региональными гравитационными аномалиями. В зоне сочленения континента и океана такие закономерности выявляются не всегда. Гранитоиды здесь располагаются в пределах как региональных минимумов, так и максимумов, в областях как поднятий, так и прогибов поверхности М (например, на Сахалине). Поля же развития базитового магматизма тяготеют к повышенному региональному гравитационному полю. Однако эта закономерность проявлена только в континентальной части региона.

Линейные зоны повышенных градиентов поля силы тяжести (гравитационные ступени) совпадают с установленными или пред-

полагаемыми глубинными разломами. Из них наиболее характерна зона вдоль Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса. Отмечаются и поперечные к ним широтные зоны положительных аномалий, которые, вероятно, связаны со скрытыми разломами. Во многих случаях с зонами крупных разломов, совпадающими с гравитационными ступенями, связаны цепочки интрузивов разного состава и возраста. Разрывы, фиксируемые сейсмическими данными на поверхности М, по данным С. В. Потапьева, смещены в восточном, либо западном направлениях (преобладает восточное смещение) на 30—50 км относительно поверхности «консолидированной коры». Эти разломы чаще всего наклонены на восток в континентальной части региона и на запад — в зоне сочленения Азиатского континента и Тихого океана.

Таким образом, несмотря на существенные различия в геологической структуре различных районов рассматриваемой территории, их геофизическая структура выглядит одинаково или, точнее говоря, имеющиеся различия намного меньше тех, которые наблюдаются в верхних частях гипергенной оболочки. Это может быть связано с разной степенью изученности либо с тем, что мы имеем дело с пространствами разной специализации. Отмечаются существенные различия в соотношении геологической и геофизической структуры континентальной части региона и зоны сочленения континента и океана. Параллельно с усложнением поверхностной структуры в направлении от континента к океану происходит упрощение глубинной структуры земной коры. Более контрастная слоистая геофизическая структура земной коры отмечается в стабильных геологических структурах континентов.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА СССР

Связующим звеном между статистическими и ретроспективными моделями могут быть неотектонические модели и данные о фазах тектогенеза. Первые, отражая наиболее молодой этап развития региона, позволяют увязывать мощности накопившихся осадков с абсолютными значениями прогибаний и поднятий, закартированные дислокации — с формировавшими их деформациями, состав отложений — с географическими и тектоническими условиями и т. д. Последние являясь формально ретроспективными, по существу, целиком основаны на статических построениях: соотношениях формационных комплексов между собой, наличии угловых и стратиграфических несогласий, смене состава и структуры геологических тел, характере их дислокаций.

ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

При палеотектонических реконструкциях использовались палеогеографические и палеотектонические построения И. Б. Бельтенева по Сихотэ-Алиню, В. О. Савицкого и Л. С. Маргулиса — по Са-

халину. Кроме того, учитывались составленные под редакцией Т. Н. Спижарского и опубликованные в 1977 г. палеотектонические карты СССР масштаба 1 : 5 000 000, а также данные Г. М. Власова, Л. М. Парфенова, С. А. Салуна и других по истории геологического развития региона и отдельных его частей.

Основным методом при построении палеотектонических схем был метод аналогий: характер геологического строения региона в прошлом определялся по аналогии с современным строением этого же региона и с другими хорошо изученными регионами, исходя из состава и структуры формационных комплексов соответствующего отрезка времени. Как уже отмечалось, история геологического развития региона восстанавливалась от молодых к более древним этапам.

О самом молодом, неотектоническом этапе, который охватывает поздний плиоцен и четвертичный период, можно судить по геоморфологическим данным и коррелятным отложениям. Состав и структуру верхнеплиоцен-четвертичных отложений на уровне формационного комплекса можно использовать с оговоркой, что накопление этого комплекса в настоящее время продолжается и будущее содержание его мы знать не можем.

Верхнеплиоцен-четвертичные отложения залегают несогласно на различных более древних образованиях, что дает основание выделить «сахалинскую» фазу тектогенеза. В литературе нет общепринятого понятия «фазы тектогенеза». В данной работе под «фазой тектогенеза» понимается период усиления непрерывно-направленных тектонических движений, импульсы повышенной тектонической и магматической активности.

В качестве форм проявлений тектонической активности могут быть приняты следующие: 1) стратиграфические несогласия (перерывы без угловых несогласий) без деформаций, 2) угловые несогласия со слабыми деформациями, 3) угловые и структурные несогласия с интенсивными деформациями, 4) поднятия с сокращением мощности осадочных толщ, 5) поднятия с локальным размывом, 6) поднятия с повсеместным размывом, 7) слабые опускания с накоплением маломощных (100—500 м) осадков, 8) значительные опускания с накоплением 500—2000 м, 9) интенсивные опускания с накоплением осадков свыше 2000 м. Кроме того, были учтены вулканические процессы. Все эти проявления на разных этапах геологического развития отражены на схеме тектонических движений (рис. 14).

Из рис. 14 видно, что к концу плиоцена повсеместно приурочена существенная перестройка проявлений тектонической активности. В результате фазы тектогенеза этого времени («сахалинская фаза») имело место общее поднятие региона. Из-под уровня моря были выведены неогеновые отложения на Сахалине, Курильских островах и Хоккайдо. Воздымание сопровождалось омоложением существовавших и образованием новых разрывов. Наиболее интенсивные движения отмечались на восточном борту Исикари-Западно-Сахалинского прогиба, где по крупному меридиональному

взбросо-надви́гу меловые породы были надвинуты на неогеновые, и возникли молодые поднятия. Области морского осадконакопления в неотектонический этап существовали в границах, близких к современным. Они охватывали также южную часть Сусунайской и Тымь-Поронайской низменностей. Крупные опускания дна моря

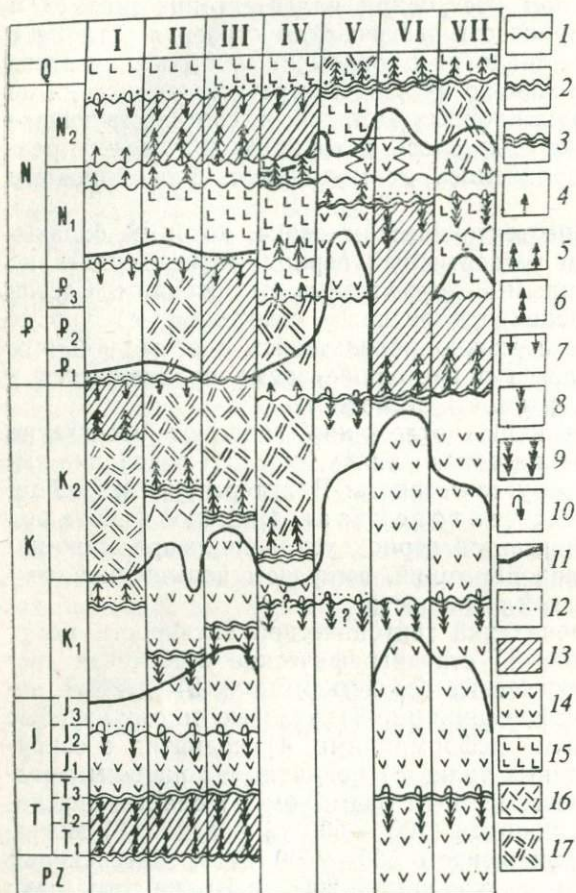


Рис. 14. Схема тектонических движений

I — восточные отроги Буринского массива, II — Западно-Сихотэ-Алинский синклиниорий, III — Восточно-Сихотэ-Алинский синклиниорий, IV — Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс, V — Исикири-Западно-Сахалинский синклиниорий, VI — Хоккайдо-Сахалинский антиклинорий, VII — Курильская островная система, 1 — стратиграфические несогласия; 2 — угловые несогласия со слабыми деформациями; 3 — угловые и структурные несогласия с интенсивными деформациями; 4 — поднятия с сокращением мощности осадочных толщ; 5 — поднятия с локальным размывом; 6 — поднятия с повсеместным размывом; 7 — слабые опускания с последующим накоплением маломощных (до 500 м) осадков; 8 — значительные опускания с накоплением осадков 500—2000 м; 9 — интенсивные опускания с накоплением осадков свыше 2000 м; 10 — кратковременные поднятия и последующие опускания; 11 — мощности формационных комплексов; 12 — изменение режима осадконакопления; 13 — перерывы во времени; 14—15 — вулканы основного состава (14 — подводные, 15 — наземные); 16—17 — вулканы среднего и кислого состава (16 — подводные, 17 — наземные)

фиксируются в Япономорской и Курильской глубоководных котловинах, где скорость осадконакопления достигла 250 м/млн. лет [35].

Погружения испытали Среднеамурская и некоторые другие впадины юга Дальнего Востока СССР. В это время обособились Тымь-Поронайская и Сусунайская низменности. Во всех впадинах происходило континентальное осадконакопление. В Восточно-Сихотэ-Алинском вулканическом поясе, на восточных отрогах Буринского массива и в Западно-Сихотэ-Алинской зоне формировались покровы платобазальтов. Извержения проявились в виде трещинных излияний лав, реже в постройках центрального типа (Син-

динский вулкан). На Сахалине в это время местами образовался небольшой покров андезитов (Ламанонский горный узел), лакколиты и экструзивные купола дацитов. Большая Курильская гряда формировалась в условиях вулканической островной дуги.

Таким образом, в позднеплиоценовый—четвертичный этап геологические процессы в основном были близки современным: в районе современных депрессий происходили погружения, в районе горных районов — поднятия; зоны современного и позднеплиоцен-четвертичного вулканизма часто совпадают. Лишь юго-западное побережье Сахалина, испытавшее в позднеплиоцен—четвертичное время поднятия, в настоящее время опускается. Для позднего плиоцена и четвертичного периода выделяются следующие главные структурные элементы [38]: вулканические геоантиклиналы, тыловые, фронтальные и междуговые прогибы, окраинно-континентальный и внутриконтинентальный вулканические пояса. По-видимому, такие структурные элементы целесообразно восстанавливать и выделять при палеотектонических реконструкциях и для более древних этапов развития региона. Однако, как это будет видно из нижеследующего текста, сделать это для всех отрезков времени не удалось.

До недавнего времени на Сахалине, Хоккайдо и Курильских островах недооценивалась роль фазы тектогенеза на рубеже раннего и среднего миоцена (ее принято называть алеутской, хотя на Камчатке, где она впервые выделена, ее проявления отмечены на границе среднего и позднего миоцена). В последние годы на Сахалине установлены угловое несогласие в основании верхнедуйской и углегорской свит, смена морских осадков сергеевской серии на пресноводно-континентальные. На Курильских островах эта фаза фиксируется угловым несогласием в основании итурупской серии, которая по степени дислоцированности отличается от нижележащих отложений. К несогласию приурочено внедрение интрузивов кварцевых диоритов, габбро и плагиогранитов (урупский комплекс). Галька этих пород имеется в нижних горизонтах итурупской серии, поэтому можно сделать вывод, что продолжительность среднемиоценового перерыва в осадконакоплении была значительной, во время которого было смыто около 1500 м сформировавшихся изверженных пород [32].

Угловые и стратиграфические несогласия в основании среднемиоцен-плиоценового формационного комплекса отражают восходящие движения и складчатость на границе нижнего и среднего миоцена. С наибольшей интенсивностью эти движения проявились на Южном Сахалине.

На территории современной материковой части Дальнего Востока СССР в течение среднемиоценового-раннеплиоценового этапа существовал континентальный режим с осадконакоплением во внутренних впадинах (Среднеамурской и др.). На рубеже среднего и позднего миоцена эта территория испытала общий подъем, перерыв в осадконакоплении и размыв с незначительным несогласием, смену типа седиментации: угленосные осад-

ки нижнего—среднего миоцена сменяются верхнемиоценовыми существенно песчаными или песчано-глинистыми, в вулканическом поясе вулканизм основного и среднего состава — излиянием кислых лав, выбросом пепла, обусловившим туфогенность пород сопредельных впадин. На рубеже миоцена и плиоцена повсеместно произошли поднятия и размыв; в большинстве случаев они сопровождались размывом без несогласий, реже с незначительными несогласиями.

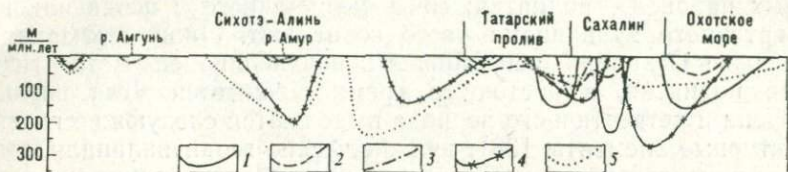


Рис. 15. Графики скоростей суммарного прогибания

1 — средний миоцен—плиоцен; 2 — олигоцен — ранний миоцен; 3 — дат—эоцен; 4 — поздний мезозой (ранний—поздний мел); 5 — средний мезозой (поздняя юра — ранний мел)

В некоторых впадинах поднятия были длительными без возобновления осадочного процесса в течение всего плиоцена. Плиоцен характеризуется повсеместным накоплением преимущественно русловых песчаных и песчано-галечниковых отложений. В Восточно-Сихотэ-Алинском вулканическом поясе, по крупным разломам в области мезозойской складчатости и на стыке последней с Буринским массивом образуются покровы толентовых базальтов совгаванско-шуманского комплекса.

На Сахалине в это время отмечается начало горообразовательных движений (в разрезах неогена постепенно увеличивается роль угленосных и грубообломочных пород). В Западно-Сахалинских горах образуется сводовое поднятие, которое отделило Исикари-Западно-Сахалинский прогиб от Тымь-Поронайской и Сусунайской депрессий. В этих депрессиях происходило интенсивное (со скоростью 200—220 м/млн. лет) прогибание (рис. 15). Ось Исикари-Западно-Сахалинского прогиба располагалась в восточной части Татарского пролива. В осевой же части Татарского пролива устанавливается поднятие: по сейсмическим данным, здесь под рыхлыми осадками с сейсмическими скоростями до 1,8 м/с (скорее всего, верхнеплиоцен-четвертичные слои) залегает горизонт со скоростями 3,0—3,4 м/с. К этому времени относится также формирование Пограничной и Лунской депрессий. На бортах прогибов осадконакопление часто сопровождалось вулканическими извержениями, локализующимися вдоль разломов глубокого заложения.

Большая Курильская гряда формировалась в условиях вулканической островной дуги. В это время здесь преобладали субаэральные кислые вулканиты. Нередко наблюдающееся трансгрессивное налегание среднеплиоценовых образований на более древних толщах позволило К. Ф. Сергееву [32] сделать вывод, что в среднем плиоцене площадь суши в районе Большой Курильской гряды была меньше по сравнению с современной, и только в кон-

це плиоцена — начале четвертичного времени гряда оформилась в виде, близком к современному. На Малой Курильской гряде нет среднемиоцен-плиоценовых образований, поэтому на ее месте, очевидно, в это время существовала суша без вулканических проявлений.

По данным драгирования западного склона Курило-Камчатского желоба, верхнемиоценовые и плиоценовые образования (слои со скоростями сейсмических волн до 2,2 км/с) этого склона представлены алевритами, песчаниками, диатомитами, кремнистыми аргиллитами, туфами, туффитами и лавами базальтов, андезит-базальтов и андезитов [18]. Мощность их достигает 2000 м.

Со среднемиоценовым — раннеплиоценовым этапом связывается образование основных структурных элементов (Пограничный вал, Западно-Дерюгинское, Центральное-Дерюгинское и Восточно-Дерюгинское поднятия), дробление докайнозойского дислоцированного основания и накопление осадков в грабенообразных впадинах в северо-западной части Охотского моря [11]. Наиболее погруженной частью современного дна Охотского моря в это время являлся, по-видимому, Восточно-Присахалинский прогиб, в котором, по данным Л. С. Маргулиса и др. [11], мощность миоцен-голоценовых пород достигает 8 км. Из них на среднемиоцен-нижнеплиоценовый формационный комплекс (за вычетом верхнеплиоцен-четвертичных осадков) приходится около 5 км мощности. Этот комплекс в северо-западной части Охотского моря несогласно перекрывает «акустический фундамент», представленный верхнемеловыми или домеловыми образованиями, выходящими на дно моря на поднятие Кашеварова, Пограничный вал и др. Проведенными в последнее время геофизическими исследованиями в южной части Татарского пролива установлено, что здесь в среднем миоцене — плиоцене формировались грабенообразующие впадины, которые, по-видимому, составляли передовой прогиб.

Таким образом, для среднемиоцен-плиоценового этапа восстанавливаются те же в большинстве своем структурные подразделения, которые имели место в позднеплиоценовый — четвертичный этап и которые существуют в настоящее время: передовой прогиб, невулканическая геоантиклиналь Малой Курильской и вулканическая геоантиклиналь Большой Курильской гряды, фронтальный, тыловой и междуговой прогибы, окраинно-континентальный вулканический пояс (рис. 16). Среднемиоцен-плиоценовый формационный комплекс этих структурных элементов, за исключением окраинно-континентального вулканогенного пояса, может быть отнесен к типу переходных комплексов, а области его распространения — к зоне сочленения континента и океана. Западная граница океана, по-видимому, совпадала с современной.

Олигоцен-раннемиоценовый этап, вероятно, отличался от среднемиоцен-плиоценового только меньшей степенью контрастности и дифференцированности тектонических движений. В частности, поднятие в осевой части Татарского пролива еще не существовало, поднятие в осевой части Западно-Сахалинских гор

было выражено не четко (очевидно, здесь существовали лишь отдельные острова). В это время существовали те же структурные подразделения (рис. 17), что и в среднемиоцен-плиоценовом этапе. Однако олигоцен-раннемиоценовой трансгрессией была охвачена более значительная часть Сахалина, Хоккайдо, современной акватории Татарского пролива и Охотского моря. В восточной части Татарского пролива вдоль западного побережья Сахалина реконструируется вулканическая геоантиклиналь, которая намечается олигоценовыми — раннемиоценовыми вулканитами аракайской и чеховской свит о-ва Монерон и западного побережья Сахалина. Такие же вулканиты андезитовой формации с возрастом

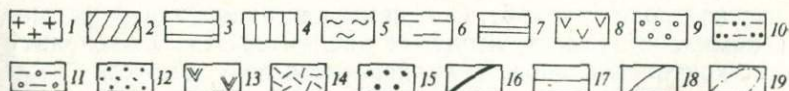
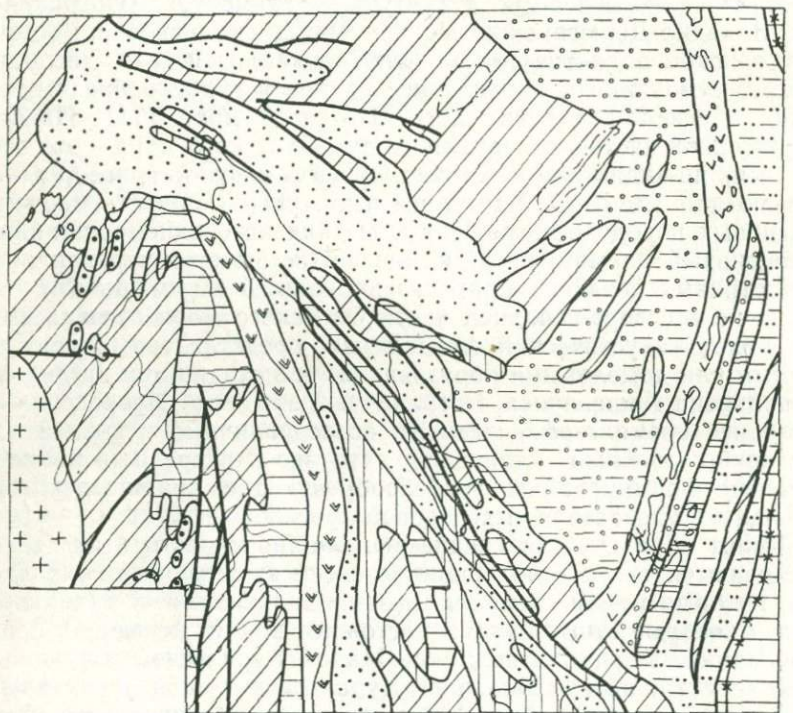


Рис. 16. Палеотектоническая схема для среднего миоцена—плиоцена

1 — срединный массив; 2—4 — зоны преимущественно поднятий и выходов на поверхность дислоцированных образований (2 — палеозойских и раннемезозойских, 3 — позднемезозойских, 4 — кайнозойских); 5—15 — зоны преимущественного накопления (5 — эвгеосинклиналь — рис. 18, 6 — многоэсинклиналь — рис. 19, 7 — невулканическая геоантиклиналь, 8 — вулканическая геоантиклиналь, 9 — междуговой прогиб, 10 — фронтальный прогиб, 11 — тыловой прогиб, 12 — передовой прогиб, 13 — окраинно-континентальный вулканогенный пояс, 14 — внутриконтинентальные вулканические зоны и поля, 15 — внутриконтинентальные терригенные впадины); 16 — разломы; 17 — океаническая плита; 18 — ось современного глубоководного желоба; 19 — современные возвышенности в акватории Охотского моря (Академии Наук СССР и Института Океанологии)

14,5—35,6 млн. лет установлены Ю. Б. Евлановым и Ю. Н. Коноваловым в подводных частях этой геантклинали. Наиболее интенсивное прогибание осуществлялось в Исикари-Западно-Сахалинском прогибе, где скорость осадконакопления достигала 100—120 м/млн. лет (см. рис. 15).

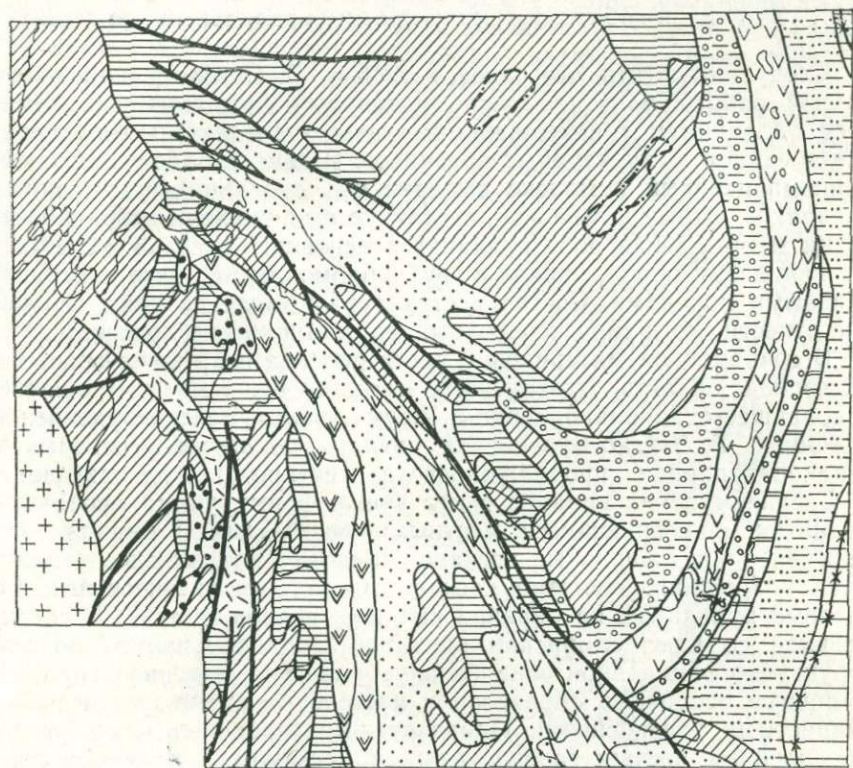


Рис. 17. Палеотектоническая схема олигоцен-раннемиоценового времени. Условные обозначения см. рис. 16

Для вулканической геантклинали Большой Курильской гряды этот этап был определяющим. В палеогеновое время здесь, вероятно, существовала суша (вместе с большей частью современной акватории Охотского моря). Начиная с конца олигоцена — начала миоцена происходили интенсивные опускания, накапливались мощные песчано-глинистые отложения, сопровождаемые известково-щелочными вулканитами. Вулканические продукты за период с конца олигоцена — начала миоцена до середины среднего миоцена сменили свой состав с основного на кислый. Все вулканиты подверглись значительной пропилитизации, вплоть до образования спилитоподобных пород, из-за чего этот зеленокаменно-измененный комплекс был отнесен к формации «зеленых туфов».

К настоящему времени стало очевидным, что к «зеленым туфам» относили образования разной формационной принадлежности.

Олигоцен-миоценовые образования прослеживаются и на западном склоне Курило-Камчатского глубоководного желоба. По данным драгирования здесь среди них отмечаются граувакки, туфодиазомиты, аргиллиты, туфы и редко лавы андезито-базальтов [18]. Эти слои обладают скоростями продольных волн 2,2—3,5 км/с.

Следует отметить, что ранее, в 1976 г., Л. С. Маргулис и автор данной работы олигоцен-нижнемиоценовый формационный комплекс объединяли с нижележащим датско-палеогеновым на основании единства структурных признаков. В данной работе олигоцен-раннемиоценовый комплекс выделен на основании вещественных признаков. Этому комплексу, в отличие от нижележащего, свойственна значительная роль вулканитов основного состава и кремнисто-глинистых пород, наряду с грубообломочными, часто континентальными породами. Состав и структура комплекса дают основание отнести его к типу переходных формационных комплексов.

В современной материковой части региона на рубеже эоцена и олигоцена область Буреинского массива испытывает поднятие, превратившее осадконакопление в Ушумунской и Зейско-Буреинской впадинах. В Зейско-Буреинской впадине поднятие и перерыв в осадконакоплении продолжались в течение всего олигоцена. В Среднеамурской впадине в это время формируются локальные поднятия, фиксирующиеся местными размывами и сменой типа седиментации (эоценовые песчано-глинистые осадки здесь сменяются нижнеолигоценовыми песчано-глинистыми угленосными, базитовый вулканизм на окраине впадины прекращается). В сопредельной со Среднеамурской впадиной Западно-Сихотэ-Алинской структурно-фациальной зоне (Нижнебикинская впадина) грубообломочные осадочные образования постепенно сменяются песчано-глинистыми угленосными. Приразломные грабенные структуры с накоплением песчано-галечниковых и песчано-глинистых отложений развиваются в Амгунь-Амурской (Верхнеамгунская впадина, Нимелено-Тугурская группа впадин) и Нижнеамурской структурно-фациальных зонах. Вдоль современного побережья Татарского пролива изливаются лавы базитового состава.

С середины олигоцена увеличивается скорость погружения ложа бассейнов седиментации в Ушумунской впадине (Буреинский массив) и во всех впадинах области мезозойской складчатости. Это обусловило некомпенсированный характер осадконакопления, повсеместное обводнение и накопление в подавляющем большинстве впадин озерных глинисто-алевролитовых, часто туфогенных осадков. В вулканическом поясе происходит смена основного и среднего состава лав с излиянием липаритов, дацитов, выбросом огромных масс пепла, обусловившим туфогенность пород в сопредельных с поясом бассейнах седиментации.

На рубеже палеогена и неогена в области Буреинского массива фиксируются поднятие, размыв, смена типа седиментации. В оса-

дочных бассейнах области мезозойской складчатости — почти повсеместное кратковременное поднятие, размыв без угловых несогласий, затем погружение и осадконакопление со сменой типа седиментации. В миоцене в погружение вовлекается вся территория Среднеамурского седиментационного бассейна, в котором отлагаются песчано-глинистые угленосные отложения. По разломам на окраине ряда впадин мезозойской складчатой области и в пределах вулканического пояса продолжали изливаться базитовые лавы, обычно повышенной щелочности (кизинская свита).

Таким образом, по сравнению с более молодым среднемиоцен-плиоценовым этапом в олигоцене — раннем миоцене вдоль современных западных берегов Сахалина и Хоккайдо существовала вулканическая геоантиклиналь, которая затем была перекрыта формациями передового прогиба. К этому периоду относится заложение Южно-Охотской глубоководной котловины. К. Ф. Сергеевым было высказано мнение о молодом, плиоцен-четвертичном ее возрасте [32]. Однако, по данным драгирования склонов этой котловины, здесь широко развиты миоцен-нижнеплиоценовые вулканогенно-осадочные образования [18]. Более древний складчатый комплекс склонов котловины представлен зеленокаменными и эффузивными и интрузивными породами и гранитоидами мезозойского возраста. Поэтому заложение Южно-Охотской глубоководной впадины следует относить к миоцену. В это же время произошло отчленение Сахалина от Сихотэ-Алиня и начала формироваться Япономорская глубоководная котловина. Кроме того, в олигоцене — раннем миоцене существовал внутриконтинентальный вулканический пояс, протягивающийся от современного среднего течения р. Хор до побережья заливов Тугур и Ульбанский.

В остальном для олигодена — раннего миоцена восстанавливаются те же структурные подразделения, что и для среднего миоцена — плиодена. Судя по площадям распространения олигоцен-нижнемиоценового формационного комплекса переходного типа, зона сочленения Азиатского континента и Тихого океана была повсеместно довольно узкой. Пространство суши в акватории современного Охотского моря было более значительным, чем в среднемиоцен-плиоценовый этап.

Существенно иной режим существовал в палеогеновый (дат-эоценовый) этап. Начало этого этапа фиксируется угловым, реже стратиграфическим несогласием в основании датских, иногда палеоценовых образований. Анализ литолого-стратиграфических разрезов континентальной части Дальнего Востока СССР показывает, что палеогеновому осадконакоплению на этой территории предшествовало общее воздымание региона, сопровождавшееся почти повсеместным прекращением осадконакопления и проявлением интрузивного и комагматического ему эффузивного магматизма. Однако перерыв в осадконакоплении в различных районах был различным во времени. В области мезозойской складчатости он продолжался в течение всего дания и возможно, палеодена, в Амуро-Зейском седиментационном бассейне (Ушумунская и Зей-

ско-Бурейнская впадины) и на Бурейнском срединном массиве он был кратковременным и проявился неповсеместно.

На Сахалине к границе маастрихта и дата приурочены энергичные восходящие движения, что выразилось в смене морских осадков пресноводно-континентальными, внедрении гранитоидов и усилении процессов складкообразования. Однако и здесь эта фаза тектогенеза проявилась в разных формах и с разной интенсивностью. Так, в Синегорском и Быковском районах между верхнемеловыми и палеогеновыми отложениями отмечается согласное залегание, в Углегорском районе — стратиграфическое несогласие. На Северном Сахалине и на мысе Крильон палеогеновые породы залегают на верхнемеловых с угловым несогласием. В восточной части Сахалина палеогеновые (доолигоценные) осадки отсутствуют, и верхнемеловые породы с резким угловым несогласием перекрываются неогеновыми.

В результате дат-палеоценовых складчатых и горообразовательных движений (ларамийская фаза тектогенеза) в восточной части Сахалина образовались поднятия, которые вместе с акваторией Охотского моря и северной частью Сахалина имели сочленение с территорией современного Приморья. И только вдоль западного побережья Сахалина в палеогене развивался миогеосинклинальный прогиб, который фиксируется палеогеновым формационным комплексом мощностью до 4000—5000 м. Комплекс полностью амагматичен. Осадочные отложения представлены преимущественно прибрежно-морскими фациями, реже фациями открытого моря. По данным Б. А. Сальникова, в начале прогибания большую роль играли фации наземные: русловые, озерные, горных отложений.

Об источниках и направлениях сноса можно судить, анализируя состав гальки, конгломератов и гравия гравелитов. Они представлены разнообразными яшмами и кремнистыми сланцами, эффузивными породами, среди которых преобладают липариты и дациты (реже андезиты и базальты), гранитами, алевролитами, песчаниками, метаморфическими породами. Количество эффузивных пород в гальке и гравии псефитовых пород увеличивается в западном направлении, а метаморфических пород — в восточном. Так, в составе конгломератов краснопольевской и такарадийской свит Долинского района количество галек метаморфических пород составляет 30—50 %, в то время как в Углегорско-Лесогорском районе их не более 10—15 % [17]. Все это указывает на то, что терригенный материал в прогиб поступал как с запада, так и с востока, причем в течение палеогена восстанавливается расширение бассейна седиментации в восточном направлении. Скорость прогибания достигала 100—120 м/млн. лет. Ось этого Исикари-Западно-Сахалинского прогиба проходила вдоль современной западной береговой линии Сахалина. Через западную и центральную части современного о-ва Хоккайдо этот прогиб, по-видимому, соединялся с ложем Тихого океана. Палеогеографические построения [10], а также сейсмические данные о возможных палеогеновых осадках в междуго-

вом прогибе дают основание предполагать, что от этого морского бассейна отходил залив от современного Юго-Восточного Хоккайдо в прогиб между Большой и Малой Курильскими грядками (рис. 18).

Существование в палеогене суши в акватории Охотского моря предполагалось Г. М. Власовым еще в 1964 г., а в последние годы



Рис. 18. Палеотектоническая схема дат-эоценового времени. Условные обозначения см. рис. 16

доказывается сейсмическими данными и драгированием дна моря [11, 19]. По этим данным акустический фундамент здесь заложен дислоцированными докайнозойскими образованиями, а «рыхлая толща» сопоставляется с миоцен-плиоцен-четвертичными осадками. Палеогеновый прогиб Западной Камчатки по этим же материалам выклинивается на широте островов Парамушир и Онекотан. Поднятия в центральной, западной и южной частях Татарского пролива реконструируются исходя из следующих фактов. Палеогеновые породы отсутствуют на западном побережье Японских островов, и по данным глубокого бурения на о-ве Монерон [27, 47]

западной части пролива, верхнемеловые — палеогеновые образования представлены континентальными вулканитами. По сейсмическим данным метода МОВ и ГСЗ, под осадками со скоростями 2,3—3,0 км/с (миоцен-плиоценовые слои) залегает сейсмический слой со скоростями 5,0—5,5 км/с (явно докайнозойские породы).

К палеогену приурочено начало формирования внутренних впадин материковой части Дальнего Востока СССР. В это время, по-видимому, происходила закладка рифтогенных структур в наиболее погруженных юго-западной и юго-восточной окраинных частях Среднеамурской впадины (Бирофельдский и Переяславский грабеи). Нижнепалеогеновые отложения здесь скважинами не вскрыты, но по ряду косвенных признаков предполагается развитие осадочного процесса. На западной и восточной окраинах Среднеамурской впадины и в Восточно-Сихотэ-Алинском вулканическом поясе происходили наземные излияния известково-щелочных лав основного состава (кузнецовская свита).

Таким образом, в палеогеновое время почти вся территория рассматриваемого региона представляла собой сушу (складчатые области и срединные массивы). Область морской седиментации ограничивается в основном Исикари-Западно-Сахалинским прогибом. В палеогеновый этап не выделяются структурные элементы, которые имели место в более молодые этапы: невулканическая и вулканическая геоантиклинали (на месте Курильских островов), фронтальный, тыловой и междуговой прогибы. Вулканический пояс (на месте современного окраинно-континентального пояса) для этого этапа следует считать внутриконтинентальным. На рассматриваемой территории не существовало эвгеосинклиналей.

Сравнивая палеогеновый этап с олигоцен-раннемиоценовым, можно убедиться, что с конца олигоцена на стыке Азиатского континента и Тихого океана начался принципиально новый этап. Это выразилось в образовании особой зоны, включающей островные дуги, глубоководные котловины и глубоководные желоба. Островные дуги (вулканические геоантиклинали) образовались на консолидированных участках суши, что устанавливается не только анализом кайнозойских формаций, но и изучением ксенолитов в вулканитах Курильских островов. По данным Р. И. Родионовой и В. И. Федорченко, среди них широко развиты метаморфические и кристаллические сланцы и гранито-гнейсы. Не подтверждается мнение, высказанное в 1963 г. Н. П. Васильковским о том, что эта островная дуга зародилась на океанической коре. В отличие от поднятия Большой Курильской дуги невулканическая геоантиклиналь Малой Курильской гряды образовалась в результате инверсии позднемелового эвгеосинклинального прогиба, т. е. по типу развития близка центральным поднятиям по В. В. Белоусову [3].

О заложении Южно-Охотской глубоководной котловины на складчатом основании континентального типа говорят факты обнаружения на склонах котловины гранитоидов и других кристаллических пород [8]. Так, на глубине 1500 м северо-западнее о-ва Бро-

уток В. Ф. Остапенко и Б. И. Васильевым были драгированы биотитовые граниты с радиологическим возрастом 155 млн. лет (рубеж триаса и юры). Близкого возраста гранитоиды обнаружены Б. И. Васильевым на склоне глубоководной котловины к юго-востоку от мыса Терпения (о-в Сахалин). В целом фундамент осадочного чехла котловины, судя по скоростям сейсмических волн (6,6—6,8 км/с), сложен достаточно плотными и, видимо, метаморфизованными образованиями явно докайнозойского возраста. Данных о возможных палеогеновых осадках в пределах Южно-Охотской глубоководной котловины нет.

Геофизические материалы указывают на выклинивание верхнемеловых и нижнепалеогеновых толщ Малой Курильской гряды в сторону глубоководного желоба. Драгированием на его склонах не обнаружено палеоценовых и эоценовых пород. По геофизическим данным мощность «осадочной толщи» желоба (до 2 км) такова, что исходя из средней скорости осадконакопления 3—10 см в год, низы толщи вполне соответствуют началу миоцена. На дне океана в районе вала Зенкевича были драгированы олигоценовые базальты, по составу аналогичные океаническим [33]. Все это свидетельствует о том, что Курило-Камчатский глубоководный желоб был заложен в олигоцене — начале миоцена.

Таким образом, время образования глубоководного желоба и вулканической геоантиклинали Большой Курильской гряды совпадают. Ориентировка их геоморфологической, геологической и геофизической структуры параллельны. Поэтому есть основания предполагать, что образование вулканической геоантиклинали и возникновение глубоководного желоба являются следствием одной причины, результатом единого процесса. Большинство геологов связывают этот процесс с образованием системы глубинных разломов вдоль современной сейсмофокальной зоны Вадати — Беньофа — Заварицкого. Кроме того, многие геологи считают, что формирование системы вулканическая дуга — глубоководный желоб нельзя отделять и от образования океанической впадины, что представляется не вполне логичным, поскольку в Атлантическом и Северном Ледовитом океанах нет вулканических геоантиклиналей и глубоководных желобов.

Отсутствие палеогеновых осадочных пород, эвгеосинклиальный характер, интенсивные дислокации и метаморфизм мезозойских образований, прорванных меловыми гранитоидами, указывают на то, что внешний склон Курило-Камчатского желоба и окраинно-океанический вал Зенкевича (о-в Хоккайдо) в палеогене представляли собой сушу (складчатую область). Граница океана в палеогене проходила, по-видимому, значительно восточнее современного глубоководного желоба. Сочленение геологических тел континента и океанического дна было, возможно, довольно резким без промежуточных звеньев (типа современной обстановки вдоль побережья Чилийских Анд).

Важным для геологической истории региона был позднемеловой этап. На Сахалине и Хоккайдо фаза тектогенеза прихо-

дится на предальбское (апт?) время, поскольку альб-маастрихтские отложения Западно-Сахалинских гор и Западного Хоккайдо по составу, дислокациям и степени метаморфизма существенно отличаются от позднечемских — раннемеловых. К этому времени, по видимому, приурочена стадия метаморфизма пород вальзинской и сусунайской серий на Сахалине и групп Хидака и Камункотан на о-ве Хоккайдо.

Для Сихотэ-Алиня наиболее важный в геологической истории этой территории рубеж приходится на сенон. К этому времени приурочены мощные поднятия, которые привели к смене досенонских морских образований континентальными, и интенсивные складчатые деформации. Однако, эта фаза тектонической активности была неодновременной в разных частях региона. На восточных отрогах Буреинского массива она приходится на альб, в Западно-Сихотэ-Алинском синклинии — на сенон (угловое несогласие между удоминской и амутской свитами), в Восточно-Сихотэ-Алинском синклинии — на коньяк (несогласие в кровле аджаламинской свиты), в вулканическом поясе — на турон (угловое несогласие в подошве приморской серии). Поэтому когда говорится о позднемеловом этапе, то подразумевается для Сахалина альб—маастрихт, а для Сихотэ-Алиня сенон. Последовали мощные излияния кислых, реже среднеосновных лав и резкое преобладание континентального осадконакопления. В результате этой фазы тектонической активности позднесенонские вулканогенные (амутская, татарская и другие свиты) и угленосные осадочные образования залегают с угловым и структурным несогласием на разновозрастных геосинклинально-складчатых толщах. Позднесенонские образования Сихотэ-Алиня дислоцированы слабо, они образуют, как правило, пологие (5—15°, редко до 20—30°) брахиантиклинали и брахисинклинали. На восточных отрогах Буреинского массива (Баджальский хребет) в начале маастрихта отмечается подъем территории и перерыв в осадконакоплении до палеоцена.

Режим Исикари-Западно-Сахалинского и Восточно-Сахалинского прогибов был различным (рис. 19). Первый из них развивался по типу многогеосинклинального с чисто терригенными осадками (скорости прогибания до 150 м/млн. лет), второй — эвгеосинклинального с вулканогенно-кремнисто-терригенными толщами (скорости прогибания 200—270 м/млн. лет). Между ними, возможно, существовала невулканическая геоантиклиналь. Последняя предполагается А. С. Шуваевым и В. П. Мытаревым исходя из увеличения грубозернистости и сокращения мощности верхнемеловых пород Западно-Сахалинских гор в восточном направлении.

Следует отметить, что еще в 1962—1963 гг. Л. С. Маргулисом и автором данной работы высказывалось мнение о постепенном переходе Западно-Сахалинского многогеосинклинального и Восточно-Сахалинского эвгеосинклинального прогибов между собой. В последние годы это представление развивается Л. И. Казинцевой и В. С. Рождественским, которые на основании изучения радиолярий считают возраст верхней части далдаганской серии позднеме-

ловым. Однако разница в степени метаморфизма и дислоцированности пород далдаганской серии и верхнемеловых терригенных отложений Западно-Сахалинских гор существенная, поэтому не исключена поверхность несогласия в верхах нижнего мела в подошве побединской свиты.

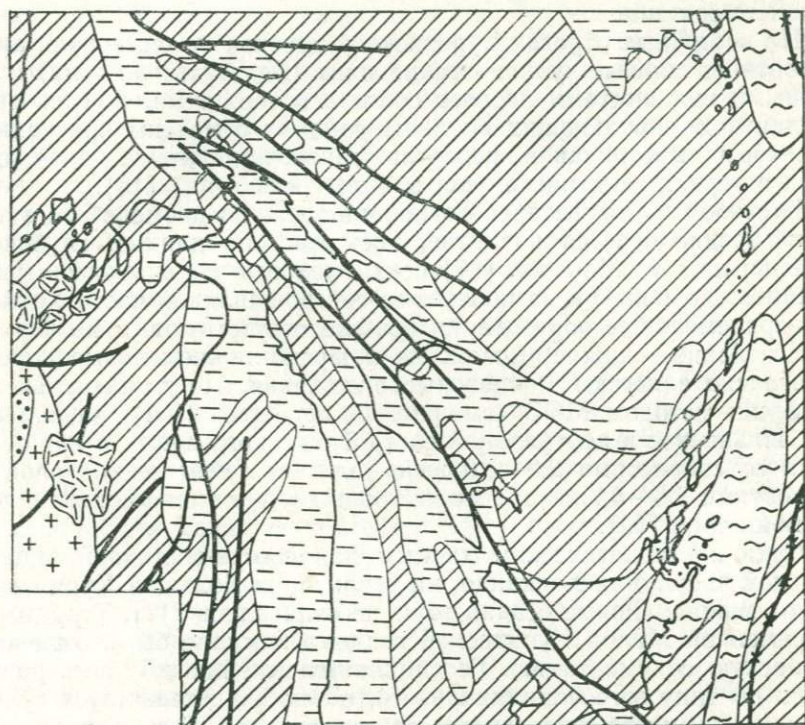


Рис. 19. Палеотектоническая схема ранне-позднемелового времени. Условные обозначения см. рис. 16

В южной части Восточно-Сахалинских гор прослеживается фациальный переход эвгеосинклинальных образований (рымникская серия) к миогеосинклинальным (котиковская серия). Такие же взаимопереходы устанавливаются и на северном окончании Восточно-Сахалинских гор (буровыми скважинами в районе Катанги вскрыты миогеосинклинальные верхнемеловые отложения). Это дает основания локализовать эвгеосинклиналь Восточно-Сахалинского гор (см. рис. 19). На территории Сихотэ-Алиня в это время существовало также два прогиба (Западно-Сихотэ-Алинский и Восточно-Сихотэ-Алинский), но оба развивались по типу миогеосинклинальных со скоростями прогибания 100—200 м/млн. лет. Между ними имело место поднятие с дислоцированными палеозойскими, раннемезозойскими и, возможно, и более древними породами.

В Нижнем Приамурье оба прогиба, видимо, соединялись. В прогибах накапливались флишондные толщи, иногда с вулканитами среднего и основного состава (андезитовая формация). К концу этого этапа в обоих прогибах отмечается уменьшение размеров и глубины бассейнов, что фиксируется наличием в удоминской и большбинской свитах псефитовых пород и субэаральных вулканитов среднего состава.

На восточных отрогах Бурейского массива существовали внутриконтинентальные вулканические зоны (Баджальская зона) с наземными вулканитами кислого состава и терригенные угленосные впадины. В окружающих впадинах районах отмечены красноватые коры выветривания, переотложенные продукты которой имеются в верхах завитинской свиты (альб—сеноман) [15].

В осевой части Татарского пролива для поздне мелового этапа нами предполагается поднятие, поскольку по данным глубокого бурения на о-ве Монерон [27] верхнемеловые породы здесь мало мощные (до 1 км), а на побережье северо-западной части Хоккайдо верхнемеловые образования вообще отсутствуют, и на верхнепалеозойские — нижнемезозойские и юрско-нижнемеловые породы несогласно залегают миоценовые отложения. По данным сейсморазведки методом МОВ (см. рис. 7, профиль 21-А), на широте пос. Ильинское в центральной части Татарского пролива под осадками со скоростями 2,3—3,0 км/с залегает сейсмический слой со скоростями 5,6—5,7 км/с, который отождествляется с консолидированной корой [39].

Судя по геологическим данным для северо-восточной и центральной части о-ва Хоккайдо, на территории Большой Курильской гряды верхнемеловые осадки тоже не отлагались [47]. Территория современной Малой Курильской гряды в кампане была вовлечена в морскую седиментацию. Геосинклинальный прогиб здесь развивался по типу эвгеосинклинального, о чем свидетельствует вулканогенно-кремнисто-терригенный состав осадков. Эвгеосинклинальный прогиб продолжал свое развитие в маастрихте, когда вместе с песчано-глинистыми отложениями малокурильской свиты сформировались силлы и дайки щелочных габброидов танфильевского комплекса.

Юго-восточнее современной Малой Курильской гряды реконструируются участки суши, о чем говорит смена морских фаций матакотанской свиты континентальными разновозрастными образованиями в юго-восточном направлении [32]. Данные драгирования на внешнем склоне Курило-Камчатского желоба и в юго-западной части вала Хоккайдо позволили К. Ф. Сергееву с соавторами [33] высказать мнение о существовании на этом месте мезозойской геосинклинали, которая в позднем мелу — начале палеогена пережила орогенный этап развития (судя по наличию меловых гранитов и диоритов с возрастом 52,8—103 млн. лет, определенным радиологическим методом, и кислых эффузивных пород палеоценового возраста наряду с обломками лерцолитов, диабазов и роговиков). Однако характерных для орогенных комплексов грубообло-

мочных и угленосных пород здесь не было обнаружено. Поэтому можно предположить, что после позднего мела в начале палеогена восточнее современного глубоководного желоба существовала складчатая область.

В течение позднеюрского — раннемелового времени на большей части описываемой территории происходило накопление мощных геосинклинальных толщ. Лишь в конце валанжина начинаются восходящие движения, которые в Сихотэ-Алине фиксируются пачками гравелитов и мелкогалечных конгломератов в пиванской свите. Эти тектонические движения, сыгравшие значительную роль в формировании геологической структуры Сихотэ-Алиня, проявились неодновременно. В Западно-Сихотэ-Алинском синклинии они приходится на готерив (несогласие между пиванской и уктурской свитами), в Восточно-Сихотэ-Алинском синклинии — на баррем (перерыв во времени между пиванской и сидатунской свитами), а в восточных отрогах Бурейнского массива и в Восточно-Сихотэ-Алинском вулканическом поясе — на апт. Послеваланжинские поднятия привели к формированию поверхности углового несогласия в верхах нижнего мела.

На Сахалине и в Северном Сихотэ-Алине верхнеюрские — нижнемеловые образования представлены глубоководными кремнисто-глинистыми осадками и вулканитами основного состава (чаще всего толентового типа). Они отражают эвгеосинклинальный режим (рис. 20). Скорость прогибания здесь достигала 250 м/млн. лет. В осевой части Сахалина и Центрального Сихотэ-Алиня выделяется устойчивая геантиклиналь с участками палеозойской и раннемезозойской складчатости. Западнее и южнее она переходит в миогеосинклинальный прогиб. Так, в верхнем течении р. Бикин верхнеюрские толщи уже не содержат кремнистых пород, но включают грубообломочные образования.

На восточных отрогах Бурейнского массива фиксируется прогиб (Тырнинский), выполненный пресноводно-континентальными отложениями, представляющими платформенный чехол. Скорость прогибания здесь не превышала 50 м/млн. лет. Один из этапов деформаций этого чехла относится, вероятно, к середине раннего мела, так как верхнеюрская — нижнемеловая толща несогласно перекрывается вулканитами верхов нижнего мела — низов верхнего мела (баджальский комплекс).

В северо-западной и центральной частях Охотского моря в позднеюрский — раннемеловой период, по-видимому, существовала суша. Здесь, по данным МОВ, сейсмопрофилирования и драгирования [11, 19], на дно моря выходят верхнепалеозойские — нижнемезозойские образования, прорванные гранитоидами (47—209 млн. лет) и континентальные вулканиты кислого состава (32—95 млн. лет). Они выходят в «акустический фундамент», несогласно перекрывают миоцен-плиоценовыми рыхлыми осадками. В южной части Татарского пролива предполагается поднятие. Основанием для этого являются данные И. И. Берсенева и Е. П. Леликова о небольших мощностях (около 600 м) наземных нижнемеловых пород на

банке Ямато и наличие грубообломочных юрско-нижнемеловых вулканитов, вскрытых глубокой скважиной на о-ве Монерон [27]. Эвгеосинклинальный режим в течение поздней юры — раннего мела, по-видимому, существовал на всей современной территории Большой Курильской гряды. Такое предположение основано на том, что кайнозойские комплексы гряды продолжают в северо-

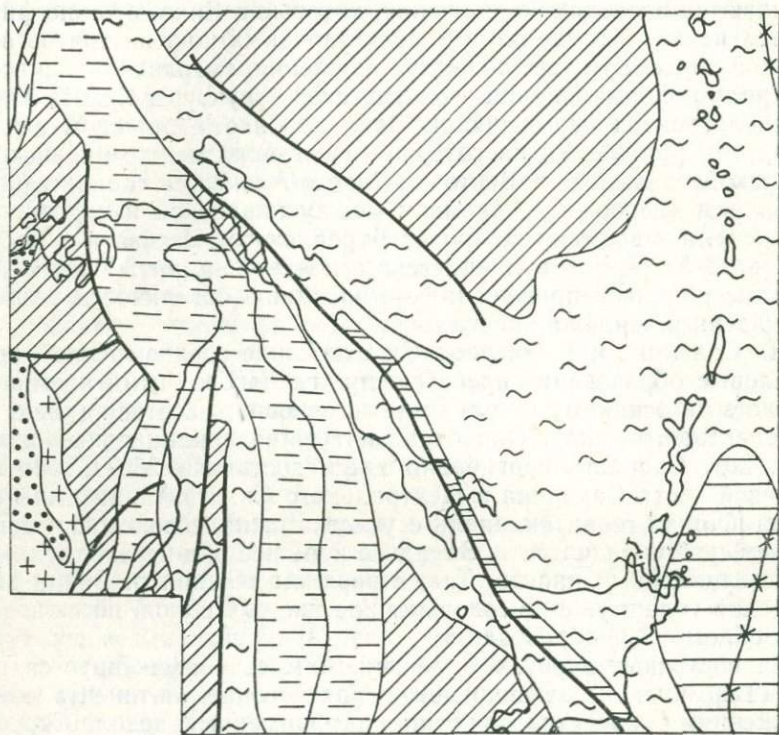


Рис. 20. Палеотектоническая схема позднеюрского—раннемелового времени. Условные обозначения см. рис. 16

восточную часть Хоккайдо, где под ним залегают ниже-среднемеозойские эвгеосинклинальные образования надгруппы Хидака.

Вопрос о границе континента и океана в поздней юре — раннем мелу в рассматриваемом регионе открыт. Не ясно, можно ли параллелизовать эвгеосинклинальные образования верхней юры — нижнего мела Сахалина с океаническими комплексами. С одной стороны, среди верхнеюрских — нижнемеловых ассоциаций Сахалина широко развиты радиолариты и толеитовые базальты. С ними пространственно связаны гипербазиты и габброиды. Весь этот комплекс близок океаническому. Но, с другой стороны, мощные терригенные толщи противоречат такому сопоставлению. Сумма геологических данных о юрско-нижнемеловом формационном

комплексе Сахалина и Хоккайдо позволяет предположить, что он образовался на коре океанического типа, однако считать сам комплекс океаническим аргументов недостаточно. Поэтому мы различаем юрско-раннемеловую эвгеосинклиналь Сахалина и Большой Курильской гряды и океаническую плиту. Последнюю мы предполагаем в районе Малой Курильской гряды на основании данных Л. М. Парфенова и др. [25] о наличии на о-ве Шикотан доверхнемеловых кремнистых пород, шаровых лав, толеитового состава и габброидов, сходных с океаническими.

Для позднеюрского — раннемелового этапа, как и для двух более молодых вышерассмотренных, не выделяются вулканическая геоантиклиналь, фронтальный и тыловой прогибы, которые характерны для позднекайнозойского времени.

Палеотектонические реконструкции до позднеюрских этапов в связаны со значительными трудностями, поскольку палеозойские — нижнемезозойские образования обнажаются в Центральном Сихотэ-Алине и на Сахалине на небольших площадях. Чаще всего это эвгеосинклинальные вулканогенно-кремнисто-глинистые образования (вальзинская, сусунайская и далдаганская серия Сахалина, джаурская и краснореченская свиты Сихотэ-Алиня), реже миогеосинклинальные песчано-глинистые толщи (хунгарийская и палалинская свиты Северного Сихотэ-Алиня).

Наиболее древняя фаза тектонической активности, фиксируемая в мезо-кайнозойских отложениях Сихотэ-Алиня, устанавливается угловым несогласием между верхнетриасовыми (киселевская, краснореченская и джаурская свиты) и верхнепалеозойскими образованиями. Эта фаза сопровождалась общим подъемом территории, что выражено сменой морских верхнепалеозойских пород наземными вулканитами (верховья рек Ургала, Умалты) и последующим значительным перерывом в осадконакоплении. В частности, на восточных отрогах Буреинского массива установлено несогласное залегание триасовых осадков на эродированной поверхности верхнепалеозойских лейкократовых гранитов. Геосинклинальный режим с существенным участием кремнисто-спилитовых толщ на Сихотэ-Алине вновь возобновился лишь в позднем триасе.

В конце средней юры на Сихотэ-Алине и на восточных отрогах Буреинского массива отмечается стратиграфическое несогласие, что доказывается отсутствием фаунистических остатков байоса и бата. Однако структурной перестройки эти тектонические проявления не оказали (характер дислокаций не изменился). На Сахалине фаза складчатости в конце позднего палеозоя, по-видимому, не проявилась, поскольку между позднепалеозойскими — раннемезозойскими и позднеюрскими — раннемеловыми формационными комплексами нет структурного несогласия, нет также прямых доказательств перерывов в осадконакоплении. Однако, учитывая разницу в степени метаморфизма пермо-триасовых (вальзинская и сусунайская серия) и верхнеюрских — нижнемеловых отложений, мы предполагаем фазу тектонической активности (без структурной перестройки) в раннемезозойское (поздний триас?) время.

Вопрос о существовании в раннем мезозое выступов дислоцированных палеозойских образований на территории Центрального Сихотэ-Алиня не решен. Однако имеются существенные различия в формационном составе домезозойских пород Аюйского и Хорского выступов и окружающих их толщ, что не позволяет объединять их в один структурный элемент.

Ограниченность выходов пород древнее поздней юры на рассматриваемой территории и слабая их изученность не позволяют составить достаточно достоверную палеотектоническую схему допозднеюрских этапов геологической истории региона. Лишь в целом можно констатировать, что поздне триасовый — среднеюрский этап характеризуется преобладанием режимов, близких к позднеюрским — раннемеловым.

Весьма приближенно можно говорить о палеозойских и мезозойских этапах геологического развития внешнего склона глубоководного желоба и вала Зенкевича. Обнаруженные здесь в результате драгирования дна [8, 33] предположительно палеозойские и раннемезозойские дислоцированные глинистые, кремнистые и эффузивные породы сходны с одновозрастными эвгеосинклинальными образованиями Сахалина и Хоккайдо. Океанические осадки здесь устанавливаются лишь с олигоцена. Поэтому можно сделать вывод, что восточный склон современного Курило-Камчатского желоба и вал Зенкевича (о-в Хоккайдо) вступили в океанический режим с олигоцена.

Вышеприведенные палеотектонические реконструкции позволяют сделать некоторые выводы относительно областей проявления фаз тектогенеза и сопутствующих им явлений. Кайнозойские фазы тектогенеза (см. рис. 14) на территории материковой части Дальнего Востока СССР коррелятны по времени проявления и направленности. Отличия регистрируются только по активности и продолжительности проявления отдельных процессов. Исключением является рубеж эоцена и олигоцена. На Буреинском срединном массиве (Ушумунская впадина) в это время фиксируется перерыв в осадконакоплении, который в Зейско-Буреинской впадине продолжается в течение всего олигоцена. В северной части области мезозойской складчатости (Амгунь-Амурская и Среднеамурская структурно-фациальные зоны) в это время устанавливаются лишь локальное поднятие и смена типа седиментации. В южной части области мезозойской складчатости (Западно-Сихотэ-Алинская структурно-фациальная зона) начатое в эоцене накопление песчано-глинистых угленосных толщ продолжается и в олигоцене без существенных изменений.

В магматической деятельности намечается четыре кайнозойских этапа: дат-палеоценовый (самаргинско-новопосыетский), эоцен-олигоценый (кузнецовско-колчанский), миоценовый (кизинско-сандуганский) и позднеплиоценовый — плейстоценовый (совгаванско-шуганский). Каждый этап начинается излиянием основных и средних лав, а завершается проявлением кислого вулкана.

низма. Последний, самый молодой из них, представлен только плиоцен-четвертичными базальтами.

Геологические процессы на Сахалине и Курильских островах происходят не одновременно с материковой частью региона. Установлено, что на Сахалине серьезные тектонические перестройки с повсеместным подъемом региона, размывом и несогласием проявляются не на рубежах олигоцен—миоцен, средний миоцен — поздний миоцен, поздний миоцен — плиоцен, как это имеет место в материковой части Дальнего Востока СССР, а на рубежах эоцен—олигоцен, ранний миоцен — средний миоцен. Из этого, казалось бы, можно сделать вывод, что крупные тектонические движения (поднятия, размыв) проявляются в дальневосточном регионе опережающе непрерывно-последовательно от более подвижных областей кайнозойской складчатости к малоподвижным областям материка. Однако не исключено, что некоторые несоответствия обусловлены различиями в стратиграфических схемах материковой части Дальнего Востока, с одной стороны, и Сахалина, Камчатки, Курильских островов, с другой.

Можно также отметить некоторые фазы тектонической активности, одновременные для всего региона, в частности на рубежах среднего и позднего триаса, среднего и позднего миоцена, среднего и позднего плиоцена. Но значение фаз тектонической активности этого времени различно для различных зон. Если проанализировать зафиксированные фазы тектонической активности с точки зрения их роли в структурной эволюции региона, то можно проследить омоложение фаз тектогенеза, обусловивших смену типа формационных комплексов (геосинклинальных, орогенных и плитных) с запада на восток, т. е. более раннее их проявление в тектонически более стабильных зонах. Так, фаза тектонической активности на границе геосинклинального и орогенного осадконакопления на восточных отрогах Буреинского массива проявилась в раннем мелу, на Сихотэ-Алине — в сеноне, а на Сахалине и Западном Хоккайдо — на рубеже раннего и среднего миоцена. Однако отмечается и обратная латеральная неодновременность. Так, та же фаза тектонической активности, предшествующая орогенному этапу, в Западно-Сихотэ-Алинском синклинории произошла в сантоне, Восточно-Сихотэ-Алинском синклинории — в коньяке, а в вулканогенном поясе — в начале турона, т. е. происходит омоложение ее с востока на запад.

Таким образом, омоложение главных фаз тектонической активности происходило с запада на восток, в сторону Тихого океана. Однако в пределах отдельных районов реконструируется и обратная картина.

ТИПЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Из подразделений первого порядка (классы геологического развития) нами выделяются три: континент (в данном случае Азиатский), океан (Тихий) и зона сочленения между ними.

Континент определяется либо в географическом смысле как крупнейший массив суши земного шара, окруженный со всех сторон или почти со всех сторон морями и океанами, либо по географическим признакам как структурный элемент литосферы первого порядка, характеризующийся наличием гранитного и базальтового слоев, либо в рамках историко-генетических представлений как гетерогенное тело, которое формировалось в течение длительной эволюции в результате физико-химической и гравитационной дифференциации вещества внешних оболочек Земли с частичным расплавлением в ходе общего разогрева планеты радиогенным теплом. Четких определений континента (материка) в геологическом смысле, особенно в рамках статистической геологии, нет.

Нам представляется, что попытки дать определение континента по геологическим данным должны вестись сначала в статической, а потом ретроспективной системах. В статической системе континент, возможно, в первую очередь должен характеризоваться на уровне геосфер. Однако геологических данных о глубинных горизонтах геосфер имеется явно недостаточно. Поэтому наши исследования были направлены на поиски своеобразия континента (в геологическом смысле) на уровне формационных комплексов.

Сравнительный анализ формационных комплексов областей, которые по геофизическим и географическим признакам принято относить к континентам, показывает, что в них отмечаются собственно геосинклинальные, орогенные, плитные формационные комплексы и комплексы основания. Однако не всегда они присутствуют все вместе. Так, на древних щитах всегда выделяются комплекс основания и чехол, а собственно геосинклинальный формационный комплекс обычно отсутствует. В молодых складчатых зонах (например, в массивах ранней консолидации или центральных поднятиях) нередко не представляется возможным выделить комплекс основания. Общими чертами всех наиболее молодых формационных комплексов внутриконтинентальных областей являются преобладание наземно-пресноводных осадочных отложений и наземный характер вулканитов, т. е. то, что характеризует орогенный и плитный формационные комплексы. Поэтому континент в статической системе нами определяется как область распространения геосинклинально-складчатых, орогенных и плитных формационных комплексов.

Ретроспективные (историко-генетические) построения в областях распространения орогенных и плитных формационных комплексов позволяют восстановить накопление мощных терригенных отложений, увеличение роли сапических и щелочных магматических продуктов, усложнение степени дислоцированности и метаморфизм геосинклинальных толщ, прогрессивную консолидацию гипергенной оболочки Земли. Сумму этих процессов можно называть сиализацией, понимая этот термин в геологическом, а не физико-химическом смысле.

Континенты обычно подразделяются на платформы (кратоны) и геосинклинали, платформы и геосинклинальные области или зо-

ны, платформы (кратоны) и складчатые зоны или пояса. Однако понятие «геосинклиналь», по-видимому, должно относиться к современной или первичной, но не к складчатой структуре. Поэтому правильнее подразделять континенты на платформы, геосинклинально-складчатые области и современные геосинклинали. Под последними следует понимать области, в которых в настоящее время происходит геосинклинальное осадконакопление.

Определение понятия «платформа» чаще всего дается либо в геофизическом смысле, как структурный элемент с выдержанной мощной земной корой, либо опирается на историко-генетические признаки и определяется как область, отличающаяся малой контрастностью волновых колебательных движений с небольшими их амплитудами и обширными неправильной формы пологими поднятиями [3]. Определение платформы по геологическим данным как тектонического элемента существует давно. Еще Н. С. Шатским и А. А. Богдановым в 1961 г. указывалось, что характерной чертой строения платформы является наличие в ней резко выраженного складчатого фундамента и платформенного чехла, разделенных крупными региональными перерывами и угловыми несогласиями. Если иметь в виду только статическую геологию и взять за основу геологические тела, выделяемые по структурно-вещественным признакам, то это определение можно перефразировать так: платформа — это область распространения дислоцированного формационного комплекса основания и залегающих полого формационных комплексов чехла. При таком определении отличие платформы от геосинклинально-складчатых областей заключается в отсутствии у последних нескладчатых формационных комплексов чехла.

Платформы обычно делятся на древние и молодые. В мезокайнозойской структуре изученного региона древних платформ нет. Молодая (эпимезозойская) платформа выделена нами в Приамурье по полям дислоцированных мезозойских образований, перекрытых почти недислоцированным чехлом отложений Среднеамурской, Амура-Зейской и других впадин, кайнозойские формационные комплексы которых с угловым несогласием залегают на более древних комплексах. Кроме молодой платформы выделяется Буреинский срединный массив. Срединные массивы — это выступы кристаллического фундамента мезозойских геосинклиналей, область развития формационного комплекса основания. Поля развития дислоцированных мезозойских образований, не перекрытых платформенным чехлом кайнозойских формаций, отнесены к геосинклинально-складчатым областям.

Таким образом, в пределах изученного региона Азиатского континента в качестве подразделений второго порядка (подклассов) можно выделить срединный массив (Буреинский), молодую платформу, геосинклинально-складчатые области и окраинно-континентальный вулканогенный пояс.

Буреинский срединный массив — это выступ древнего кристаллического основания (комплекса основания), сложенного в основном протерозойскими метаморфическими комплексами и ме-

стами перекрытого маломощными, пресноводно-континентальными мезозойскими и кайнозойскими осадками (орогенный и плитный комплексы). В течение мезозоя и кайнозоя это была тектонически стабильная область, в основном сохранившая свою древнюю структуру. Деформации здесь носили глыбовый характер, при примерно равном развитии слабых опусканий и поднятий. Магматические образования представлены гранитоидными формациями и континентальными вулканитами кислого состава. Вдоль крупных разломов по окраине массива в мезозое образовались окраинные прогибы (Тырминский), выполненные континентальными грубообломочными и слабо дислоцированными отложениями. Они могут рассматриваться как типы геологического развития — подразделения третьего порядка.

Молодая (эпимезозойская) платформа охватывает бассейн р. Амгунь, Среднее Приамурье, а также центральную часть Охотского моря (рис. 21). Эти районы характеризуются наличием сложно дислоцированных геосинклинальных формационных комплексов раннего мезозоя, слабо дислоцированных поздне-мезозойских орогенных комплексов и горизонтально залегающего кайнозойского плитного комплекса. Последний наиболее развит в Среднеамурской впадине. В истории геологического развития этой молодой эпимезозойской платформы устанавливается последняя смена раннемезозойского эвгеосинклинального, среднемезозойского миогеосинклинального, поздне-мезозойского орогенного и кайнозойского платформенного эндогенных режимов. Эвгеосинклинальный эндогенный режим здесь, по-видимому, проявился в условиях сформированного кристаллического фундамента (учитывая соседство Буренского массива, аркозовый состав нижнемезозойских песчаников и присутствие в эвгеосинклинальном формационном комплексе щелочных и кислых вулканитов).

Для наступившего в поздней юре — раннем мелу миогеосинклинального эндогенного режима характерны отсутствие лав основного состава, преобладание опусканий и мощные накопления флишoidных терригенных толщ. Этот режим в конце раннего мела сменился орогенным (эпигеосинклинальным) со значительным преобладанием поднятий, поверхностными излияниями лав основного и кислого состава и накоплением грубообломочных континентальных осадочных образований небольшой мощности.

Платформенный эндогенный режим характеризуется слабой сосредоточенной проницаемостью гипергенной оболочки Земли, малой контрастностью вертикальных движений, преобладанием небольших опусканий. Магматизм проявлен слабо, в виде континентальных вулканитов основного, реже кислого состава, развитых вдоль разломов по краям крупных впадин.

Геосинклинально-складчатые области охвачены часть Приамурья, Сихотэ-Алинь и отдельные участки Сахалина и Хоккайдо. Они образовались на месте разновозрастных геосинклиналей и в настоящее время переживают этап перехода к режиму молодых платформ, поскольку формируются наложенные

мульды (Тынь-Поронайская, Сусунайская и другие впадины), осадочный комплекс которых может рассматриваться как чехол платформ. В качестве подразделений третьего порядка нами выделяются такие типы геологического развития: устойчивые геосинклинали, массивы ранней консолидации, центральные поднятия и мас-

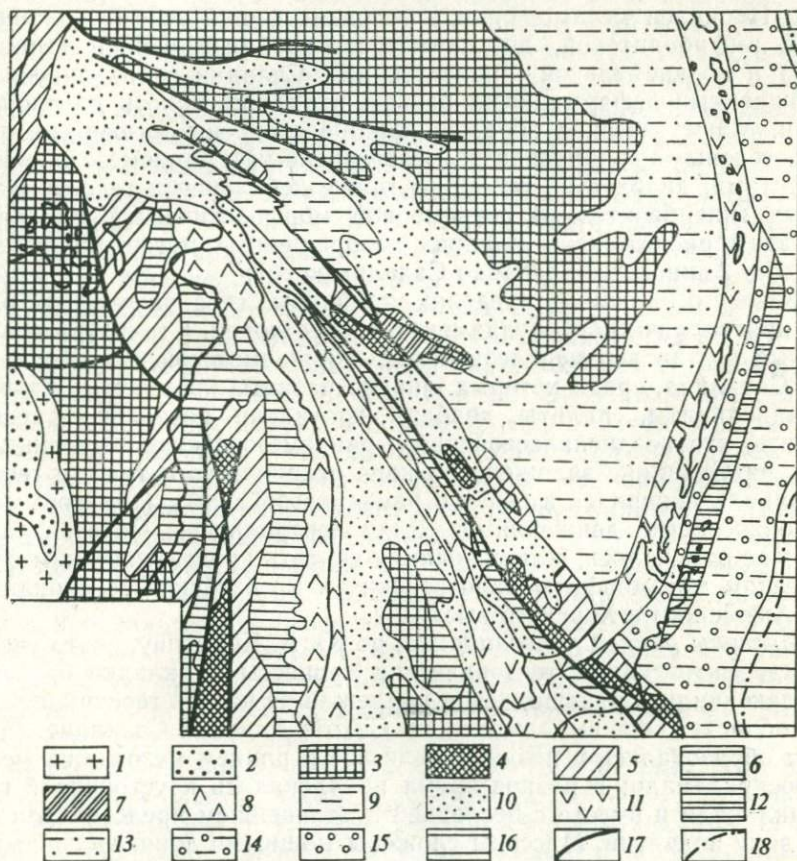


Рис. 21. Схема районирования по типам геологического развития

1—3 — континент (1 — срединный массив, 2 — окраинный прогиб срединного массива, 3 — молодая платформа); 4—7 — складчатые области (4 — устойчивые геосинклинали, 5 — массивы ранней консолидации, 6 — массивы поздней консолидации, 7 — центральное поднятие); 8 — окраинно-континентальный вулканогенный пояс; 9—15 — зона перехода от континента к океану (9 — парагеосинклиналь, 10 — передовой прогиб, 11 — вулканическая геосинклиналь, 12 — невулканическая геосинклиналь, 13 — тыловой прогиб, 14 — фронтальный прогиб, 15 — междугорной прогиб); 16 — океаническая плита; 17 — разломы; 18 — ось современного глубоководного желоба

сивы поздней консолидации. Первые три типа могут быть отнесены к эпизевгеосинклинальным, поскольку образовались на месте эвгеосинклиналей.

Устойчивые геосинклинали, по В. В. Белоусову [3], выделяются в осевых частях Центрального Сихотэ-Алия и Сахалина.

Это остатки доинверсионных геоантиклиналей, которые в течение мела — кайнозоя испытывали подъем. Они сложены домеловыми эвгеосинклинальными формационными комплексами, не перекрытыми формациями орогенного этапа. В направлении устойчивых геоантиклиналей сокращаются мощности всех подразделений мела и кайнозоя с выклиниванием и выпадением многих горизонтов и свит. Проявлен метаморфизм в условиях фаций зеленых сланцев, реже амфиболитовой, двух стадий: раннемезозойской (триасовой?) и позднемеловой — палеогеновой. Складки в них линейные, осложненные деформациями разных порядков, вплоть до пloyчатости. Магматические образования представлены мезозойскими и палеогеновыми гранитоидами, палеозойскими и раннемезозойскими спилитами, диабазами, габбро, а также небольшими телами домеловых гипербазитов. В современной морфологической структуре эти зоны расположены в ядрах необращенных мегантиклинорий (Сихотэ-Алинского, Хоккайдо-Сахалинского).

Вопрос о наличии в пределах устойчивых геоантиклиналей блоков кристаллического фундамента дискуссионен. Структура и первичный состав верхнепалеозойских — нижнемезозойских образований Сахалина, среди которых широко развиты кремнистые сланцы и радиоляриты, спилиты, диабазы, граувакки, позволяют предположить, что позднепалеозойская — раннемезозойская эвгеосинклиналь на Сахалине заложена на коре океанического типа, а геоантиклиналь появилась в связи с раннемезозойскими (триасовыми?) тектоническими движениями. Для Центрального Сихотэ-Алия, как уже отмечалось, есть основания считать кристаллическим фундаментом метаморфиты палеозойских и мезозойских геосинклиналей Аюйского и Хорского выступов.

Массивы ранней консолидации, по Ю. А. Косыгину, — это участки, где интенсивные тектонические процессы и складкообразование закончились раньше, чем в прилежащих частях геосинклинальной области. Они выделяются на Сихотэ-Алине и Сахалине. Массивы образовались в позднем палеозое и раннем мезозое на месте эвгеосинклинали; в разное время причленились к устойчивой геоантиклинали и вместе с последней в дальнейшем представляли собой зону поднятий. Массивы сложены мощными доинверсионными, интенсивно дислоцированными палеозойскими и раннемезозойскими эвгеосинклинальными образованиями, местами перекрытыми орогенными вулканитами позднесенонского возраста. В зонах разломов эвгеосинклинальные комплексы часто метаморфизованы в пренит-пумпеллитовой, реже зеленосланцевой фациях. Складки здесь линейно-вытянутые, часто опрокинутые, изоклинальные. В магматических эвгеосинклинальных комплексах широко представлены спилит-диабазовая, дунит-гарцбургитовая, диорит-габбровая и габбро-плагиигранитная формации. В структурно-морфологическом отношении массивы выражены антиклинориями. Таким образом, этот тип геологического развития характеризуется сменой эвгеосинклинального эндогенного режима орогенным. После завершения складчатости массивы представляли собой подня-

тия, на которых местами вдоль разломов в позднем мезозое и кайнозое формировался орогенный комплекс (вулканических зон и внутригорных впадин).

Центральное поднятие (в понимании В. В. Белоусова) выделяется в Восточно-Сахалинских горах. Это район, в котором длительное время, с позднего палеозоя до позднего мела включительно, существовал эвгеосинклинальный прогиб, который затем, в конце позднего мела — палеогене, испытал инверсию. На его месте образовалось поднятие, которое в палеогене причленилось к массиву ранней консолидации, образованному ранее, и в течение последующих кайнозойских этапов служило источником сноса для окружающих прогибов. Центральное поднятие представлено молодыми доинверсионными эвгеосинклинальными формациями, сложно дислоцированными, с линейно-вытянутыми, часто опрокинутыми и изоклинальными складками. В структурно-морфологическом отношении это обращенный антиклинорий с опрокидыванием осевых плоскостей складок в сторону от его оси. Широко развиты разрывные нарушения типа взбросов и взбросо-надвигов, вдоль которых иногда развиты внутригорные впадины, выполненные маломощными неогеновыми орогенными формациями. Вулканы представлены сначала спилит-диабазовой формацией, а затем контрастной серией (от трахибазальтов до липаритов) с преобладанием субщелочных базитов. Интрузивные формации — габбро-диоритовая и норит-ортопироксенит-гарцбургитовая — образовались в период инверсии геосинклинального прогиба.

Широкое развитие офиолитов, наличие в эвгеосинклинальном формационном комплексе радиоляритов, пелагических глинистых пород и базальтов толейтового типа указывают на то, что эвгеосинклинальный эндогенный режим начинал развиваться в океанических условиях. Этому режиму свойственны большая интенсивность некомпенсированных прогибаний и значительная рассеянная проницаемость гипергенной оболочки Земли.

Массивы поздней консолидации, по Л. И. Красному [15], охватывают значительную часть Приамурья и восточные отроги Сихотэ-Алиня (см. рис. 21), где в среднем мезозое существовали миогеосинклинальные прогибы, которые замкнулись в результате позднесенонской складчатости. Таким образом, это элиптогеосинклинальные складчатые области. Миогеосинклинальные толщи в них мощные (до 7000—9000 м), флишоидного строения, нередко содержат пласты андезитов, трахиандезитов, трахибазальтов, диабазов; кремнистые породы редки. Они смяты в линейно-вытянутые, чаще прямые, реже — наклонные, складки. Вблизи границ с массивами ранней консолидации и вдоль крупных разломов отмечается изоклиная складчатость и опрокидывание складок в сторону устойчивых областей.

Окраинно-континентальный вулканогенный пояс фиксирует глобального масштаба зону глубинных разломов. Ширина пояса колеблется от 20—30 до 150—200 км. Судя по палеотектоническим реконструкциям, он начал формироваться в

позднем сенеоне и палеогене как внутриконтинентальный вулканический пояс, и только с олигоцена его можно считать окраинно-континентальным. В его строении участвуют наземные вулканы андезит-базальтовой, трахиандезитовой, дацит-липаритовой, трахибазальтовой и толеит-базальтовой формаций. В этом типе геологического развития орогенный эндогенный режим (с резким преобладанием магматических проявлений) на одних участках развивался на складчатом (эпизевгеосинклинальном) основании, и на других — сменил многоэпизевгеосинклинальный режим, т. е. в целом он не зависит от субстрата. Этот эндогенный режим характеризуется высокой проницаемостью гипергенной оболочки, слабой контрастностью вертикальных движений, незначительными складчатыми деформациями и мощными излияниями контрастных серий вулканитов.

Океан в географическом смысле определяется обычно как самый крупный по площади и глубокий тип водоемов Земли, в геофизическом смысле — как структурный элемент первого порядка, характеризующийся отсутствием гранитного слоя, уменьшенной мощностью базальтового слоя и неглубоким залеганием поверхности М. Определения океана или океанической области по геологическим признакам немногочисленны. Например, Н. И. Николаева и А. А. Рыжкова в 1966 г. определили океан как область с преобладанием общих некомпенсированных новейших тектонических погружений, с малыми градиентами скоростей, выдержанными по площади весьма значительными положительными аномалиями силы тяжести и характеризующуюся океаническим типом строения земной коры мощностью от 3 до 20 км. Такие определения неудачны, поскольку геологические признаки смешиваются с геофизическими.

К настоящему времени в результате глубоководного бурения многочисленных скважин с «Гломар Челленджер» получен большой фактический материал по строению и составу геологических образований дна океана. Обобщение этих данных показывает, что океаническое дно представлено своеобразными кайнозойскими геологическими формациями. На специфику океанических осадочных формаций, связанную с большой глубиной образования, указывали многие исследователи. Установлено, что среди слагающих эти формации пород преобладают глубоководные глинисто-кремнистые отложения (рыхлые кремнистые илы, красные радиолярные глины и нанониевые илы, кремни, кремнистые аргиллиты, радиоляриты), пелагические известковые илы и кремнистые известняки, которые нередко переслаиваются с турбидитами. В отличие от континентальных, в океанических формационных комплексах нет наземно-пресноводных пород. Мощность осадков здесь обычно составляет первые сотни метров и не превышает 1 км. Из магматических продуктов резко преобладают толеитовые базальты, с ними ассоциируются щелочные оливиновые базальты, салиты играют незначительную роль. Интрузивных образований кайнозойского возраста на дне океана не установлено, хотя на многих профилях НСП име-

ются участки кайнозойской структуры, которые, по нашему мнению, могут интерпретироваться как субвулканические интрузивные тела и силлы. Среди мезозойских образований океанического дна известны тела габброидов и гипербазитов, и лишь на отдельных поднятиях, которые трактуются как микроконтиненты, имеются гранитоиды. Исходя из этого океан нами рассматривается как область развития специфических формационных комплексов, состоящих из глубоководных карбонатно-глинисто-кремнистых и турбидитных отложений, переслаивающихся с базальтами преимущественно толеитового состава.

По историко-генетическим построениям в областях развития океанических формационных комплексов восстанавливаются своеобразные условия осадконакопления (значительные не компенсированные осадками опускания гипергенной оболочки Земли), магматизма, метаморфизма, деформаций. Здесь не установлено интенсивных пликтивных дислокаций кайнозойских комплексов. Все это позволяет говорить об особом эндогенном режиме океанических областей, которые характеризуются прогрессивной базификацией гипергенной оболочки Земли. Таким образом, есть основания выделять особый класс геологического развития — океанический.

Дно океана, так же как и континент, неоднородно по своему строению. Здесь можно выделить окраинноокеанические валы, среднеокеанические хребты, океанические островные дуги, океанические котловины, которые различаются вещественными особенностями. Однако от их характеристики мы воздержимся, поскольку в изученном регионе представлены лишь некоторые из этих элементов, да и то частично.

Зона сочленения континента и океана. Ее геологическая природа будет подробно рассмотрена в следующем разделе. Здесь же будут охарактеризованы типы геологического развития этой зоны, выделенные в результате палеотектонических реконструкций. Характеристика эндогенных режимов зоны сочленения континента и океана в целом близка эндогенным режимам материковых окраин, по В. В. Белоусову [3]. Для них характерны очень большая контрастность и интенсивность колебательных движений, преобладание опусканий, большая проницаемость гипергенной оболочки Земли, мощные излияния андезито-базальтов и андезитов, слабый региональный метаморфизм. Зона сочленения континента и океана отличается пестротой типов геологического развития. Здесь выделяются вулканические и невулканические геантиклиналы, передовой, междуговой, тыловой и фронтальной прогибы и парагеосинклиналь. Большинство из них продолжают развиваться и в настоящее время.

Вулканические геантиклиналы установлены на Большой Курильской гряде и вдоль западного побережья Сахалина (см. рис. 21). Обе начали свое развитие в олигоцене — раннем миоцене. Первая образовалась, по-видимому, на дислоцированном мезозойском основании; она продолжает свое развитие и в настоя-

щее время. Вторая заложена на палеогеновом многоосинклинальном формационном комплексе. Олигоцен-миоценовые вулканиты этой геоантиклинали залегают согласно или со стратиграфическим несогласием на эоценовых породах. Геоантиклиналь была хорошо выдержанной по простиранию в миоцене, позднее вулканиты образовались только в отдельных локальных участках (Ламанонский горный узел, мыс Крильон). По составу вулканиты известково-щелочные, реже субщелочные, высокоглиноземистые (андезитовая и андезито-базальтовая формации). Они переслаиваются с прибрежно-морскими и реже пресноводными вулканогенно-осадочными и осадочными, нередко грубообломочными и угленосными отложениями.

Эндогенный режим вулканических геоантиклиналей сменил во времени собственно геосинклинальный режим без перерыва, как на Сахалине, или после подъема территории и значительного размыва, как, по-видимому, на Большой Курильской гряде. В обоих случаях цепочки вулканов трассируют разломы глубокого заложения. В целом для эндогенного режима вулканических геоантиклиналей характерны большая проницаемость гипергенной оболочки Земли, мощные излияния базитов, большая контрастность вертикальных движений, отсутствие явлений метаморфизма, преобладание сбросов и очень слабая дислоцированность комплексов.

Невулканическая геоантиклиналь выделена на Малой Курильской гряде. Это кайнозойское поднятие на месте позднемиоценовой — палеогеновой эвгеосинклинали. Возможно, дальнейшее развитие геоантиклинали приведет к формированию центральной поднятия. Геоантиклиналь сложена доинверсионными эвгеосинклинальными толщами, местами перекрытыми маломощными неогеновыми вулканитами, по составу аналогичными вулканитам вулканической геоантиклинали. В структурно-морфологическом плане геоантиклиналь представляет собой асимметричную антиклиналь с осью вдоль западной границы геоантиклинали и с более пологим восточным крылом.

Междуговой прогиб представляет собой синклиналь, выполненную неогеновыми вулканогенно-осадочными формациями мощностью до 3000—4000 м. Фундаментом для них служили дислоцированные эвгеосинклинальные образования позднего палеозоя — раннего мезозоя, и лишь локально они, возможно, залегают на позднемиоценовом комплексе. В целом эндогенный режим междугового прогиба можно считать эпизевгеосинклинальным. Перед формированием прогиба в палеогене здесь существовала суша, о чем свидетельствует отсутствие палеогеновых (допозднеолигоценных) пород. Прогиб характеризуется незначительными градиентами вертикальных движений, слабым проявлением магматизма, преобладанием опусканий, очень слабой дислоцированностью, отсутствием явлений метаморфизма. Возможно, при дальнейшем геологическом развитии центральное поднятие, на месте невулканической геоантиклинали, вытеснив этот прогиб, присоединится к вулканической геоантиклинали.

Фронтальный прогиб выделяется на северо-западном склоне глубоководного желоба. Это образование молодое, существующее, по-видимому, лишь с миоцена. Прогиб сложен вулканомиктовыми и вулканогенно-осадочными неогеновыми и четвертичными породами мощностью до 2000 м, которые в северо-западной части, вероятно, залегают несогласно на позднемеловых — палеогеновых, а в юго-восточной части — на интенсивно дислоцированных палеозойских — раннемезозойских эвгеосинклинальных образованиях. Это наиболее молодой прогиб в регионе, эндогенный режим которого сменил эвгеосинклинальный. Отличия этого прогиба от междугового заключается в более грубозернистых осадочных формациях и большей контрастности вертикальных движений.

Тыловой прогиб охватывает южную часть Охотского моря. Он выполнен неогеновыми и четвертичными вулканогенно-осадочными и нормально-осадочными отложениями, иногда с вулканитами, среди которых имеются известково-щелочные, субщелочные и толеитовые разновидности. Геологические формации здесь сходны с формациями междугового прогиба. Однако здесь больше тонкозернистых пород и общее строение толщ флишоидное. Поэтому можно предположить, что контрастность вертикальных движений здесь, по-видимому, больше (в связи с формированием глубоководной впадины). Фундамент прогиба гетерогенный, чаще всего он сложен дислоцированными палеозойскими — раннемезозойскими, реже миогеосинклинальными позднемеловыми образованиями.

Передовой прогиб охватывает западные части Сахалина и акваторию Татарского пролива. Он образовался в конце олигоцена — начале миоцена на месте позднемелового — палеогенового миогеосинклинального прогиба. Западный борт прогиба граничит с окраинно-континентальным вулканоплутоническим поясом, а восточный — перекрывает складчатые области мезозоид (устойчивые геантиклинали и массивы ранней консолидации). В этом типе геологического развития смена миогеосинклинального эндогенного режима режимом передового прогиба происходила либо постепенно (при согласном залегании олигоцен-миоценовых формаций на палеогеновых), либо после некоторого небольшого (северная часть Сахалина) или более значительного (южные и восточные части Западно-Сахалинских гор) перерыва во времени. Таким образом, в большинстве случаев этот прогиб, как и два предыдущих, наложен на мезозойское складчатое основание.

Передовому прогибу свойственны большая контрастность вертикальных движений. Характерны мощные (до 5000—6000 м) послеинверсионные формации флишоидного строения. Преобладает брахискладчатость с коробчатыми, сундучными или гребневидными складками, но нередки и линейно-вытянутые складки. Углы падения крыльев складок составляют 20—40°. Структурно-морфологически прогиб выражен синклинием. Кайнозойские изверженные породы представлены отдельными пластами андезито-базальтов, андезитов, базальтов, диоритов и щелочных габброидов.

Передовой прогиб имеет много общих черт с тыловым прогибом: преимущественно вулканогенно-осадочный состав кайнозойских толщ, их флишоидное строение, чередование морских и наземных образований. Возможно, было бы правильное объединить их в один тип. Однако, во-первых, они различаются по своему структурному положению (тыловой прогиб структурно связан с вулканической геоантиклиналью, а передовой прогиб располагается на краю молодой складчатой области мезозойд). Во-вторых, имеются различия в составе и структуре их формационных комплексов: в передовом прогибе больше грубозернистых и наземно-пресноводных образований, мощность формационных комплексов тылового прогиба и их дислоцированность значительно меньше по сравнению с передовым прогибом.

Восточный борт прогиба на Сахалине осложнен *краевым выступом*, который образовался в конце неогена вдоль разлома, разделявшего в позднем мелу и палеогене миогеосинклинальный прогиб от поднятий центральных районов современного Сахалина. По этому разлому доинверсионные миогеосинклинальные отложения верхнего мела в неогене были выведены на поверхность и надвинуты на неогеновые породы. Местами такой взбросо-надвиг переходит во флексурные перегибы. Эндогенный режим краевого выступа близок к вышеописанному режиму массивов поздней консолидации, хотя в данном случае это подразделение находится внутри передового прогиба, т. е. является структурным элементом более мелкого ранга.

В Тымь-Поронайской и Сусунайской низменностях Сахалина развиты наложенные мульды. В их строении участвуют верхний осадочный комплекс, представленный верхнеплиоцен-четвертичными осадками, залегающими горизонтально, и нижний, более сложный, чаще всего представленный неогеновыми образованиями передового прогиба, ниже которых следуют доинверсионные комплексы. Верхний комплекс залегает на нижних с угловым несогласием и перерывом, которые увеличиваются по направлению к устойчивой геоантиклинали и центральным поднятиям. Это небольшие по размеру впадины (см. рис. 21) открываются в акваторию Охотского моря и, по-видимому, имеют постепенные переходы в тыловой прогиб.

Парагеосинклиналь охватывает северную часть о-ва Сахалин (без п-ова Шмидта) и прилегающий шельф. Она занимает промежуточное положение между молодой платформой и геосинклиной. Однако этот район отнесен нами к зоне сочленения континента и океана не только из-за структурного положения, но и в связи с тем, что развиты здесь неогеновые формационные комплексы, обладающие чертами «переходных» комплексов. Это преимущественно терригенные, сравнительно мощные морские, реже наземно-пресноводные отложения. Значительных интрузивов здесь нет, известны отдельные субвулканические тела андезито-базальтов повышенной щелочности плиоцен-четвертичного возраста; вулканы развиты незначительно. Район характеризуется небольшими кон-

трастами (градиентами) колебательных движений и отсутствием значительных поднятий. В течение мезозоя и кайнозоя эта территория испытывала погружения, однако не такие интенсивные, как в геосинклиналях. Складчатость относится к промежуточному типу, преобладают брахискладки, развиты как гребневидные и сундучные, так и куполовидные локальные складки. Только в северо-восточной части Сахалина в зоне крупных разломов отмечаются отдельные линейно-вытянутые складки. Структурно-морфологически парагеосинклиналь выражена синклиналием.

Между выделенными типами геологического развития существуют латеральные взаимопереходы. Так, орогенные комплексы окраинно-континентального вулканогенного пояса постепенно переходят на восток в формационные комплексы передового прогиба, а те, в свою очередь — в комплексы тылового прогиба. Условно также граница между северным окончанием передового прогиба Западно-Сахалинских гор и южной частью парагеосинклинали Северного Сахалина. В большинстве же случаев выделенные тектонические районы ограничены региональными разломами глубокого заложения.

Эти разломы возникли в местах сочленения разнородных зон и имели длительную историю развития с неоднократными обновлениями. Протяженность их составляет сотни и даже тысячи километров, амплитуда смещения достигает 2—3 км. К таким разрывным нарушениям, среди которых преобладают взбросы, приурочены интрузивы разного состава и возраста, а также эпицентры большинства крупных землетрясений. Заложение наиболее значительных разрывных нарушений, по-видимому, относится ко времени инверсии геосинклинальных прогибов (чаще всего к концу позднего мела — началу палеогена), а некоторых из них, вероятно, к более раннему периоду.

Таким образом, каждый из выделенных классов, подклассов и типов геологического развития отличается степенью контрастности тектонических движений, характером складчатости, магматизма и метаморфизма, определенной последовательностью эндогенных режимов. Это должно приводить и к своеобразию набора полезных ископаемых.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПРИРОДА ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ АЗИАТСКОГО КОНТИНЕНТА И ТИХОГО ОКЕАНА (НА ПРИМЕРЕ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА СССР)

Имеющиеся к настоящему времени данные по геологическому строению и развитию южной части Дальнего Востока СССР показывают, что та часть региона, которая по геофизическим данным обычно относится к «зоне перехода» от Азиатского континента к Тихому океану, неоднородна. В нее входят области, которые по

своему строению и геологическому развитию могут быть отнесены к континентальным структурным элементам, другие же отличаются как от них, так и от океанического дна.

В литературе термин «зона перехода от континента к океану» употребляется в различных значениях. Чаще всего «зона перехода от континента к океану» рассматривается по геофизическим данным как область, характеризующаяся строением земной коры, переходным между континентальным и океаническими типами, т. е. уменьшенной по сравнению с первым мощностью «гранитного» слоя и земной коры в целом. Специфику зоны в геофизическом смысле в той или иной степени признают все. Но обладает ли эта зона геологическим своеобразием? Казалось бы, геофизические поля в определенной мере должны отражать геологические тела, поэтому и ответ на поставленный вопрос должен быть утвердительный. Однако многие геологи считают, что «зона перехода от континента к океану» (а некоторые утверждают: и океаническое дно также) в геологическом смысле (по составу и структуре) ничем не отличается от континентальных областей [34]. Большинство геологов все же признают правомерность выделения «переходной зоны» по геологическим данным. Структура, состав и геологическое развитие отдельных структурно-формационных зон и в целом «зоны перехода» описаны в многочисленных работах Г. М. Власова, Г. С. Гнибиденко, Л. И. Красного, В. К. Ротмана, К. Ф. Сергеева, С. М. Тильмана и др. Однако четкие определения и характеристика специфических свойств «переходной зоны» как единого структурного элемента гипергенной оболочки Земли до сих пор не приводились.

Следует отметить неудачность термина «зона перехода от континента к океану» в геологическом смысле, что не раз подчеркивали Ю. А. Косыгин, В. Е. Хаин, В. А. Соловьев и др. Действительно, каждая «зона перехода» может иметь еще «зоны перехода» в соседние зоны и т. д. А главное, континент, океан и зона между ними не являются областями различных стадий или этапов перехода одних в другие, это самостоятельные классы геологического развития.

Л. И. Красный в 1977 г. предложил вместо неудачного термина «зона перехода от континента к океану» новый термин «транзиталь». Однако этот термин не прижился. По нашему мнению, более удачен термин «зона сочленения континента и океана», хотя и он громоздкий.

Попытки определить геологическое содержание зоны сочленения континента и океана, очевидно, следует производить прежде всего на основании вещественных признаков геологических тел. Поэтому мы обратились к сравнительному анализу формационных комплексов территорий, которые в южной части Дальнего Востока СССР принято по геофизическим данным включать в «зону перехода» от Азиатского континента к Тихому океану (о-в Сахалин и Курильские острова). При этом мы сравнили в пределах этой зоны разновозрастные комплексы между собой, а также одновоз-

растные формационные комплексы континентальной зоны (Приморье и Сихотэ-Алинь), дна Тихого океана и зоны сочленения между ними. Поскольку «переходная зона» могла существовать в геологическом прошлом не всегда, целесообразно рассматривать формационные комплексы от более молодых к древним.

Из осадочных кайнозойских формационных комплексов в пределах Сахалина и Курильских островов выделяют три: верхнеплиоценовый — четвертичный, среднемиоценовый — плиоценовый и олигоцен-нижнемиоценовый. Самый молодой формационный комплекс — верхнеплиоценовый — четвертичный, ограниченный снизу поверхностью углового несогласия внутри верхнеплиоценовых образований, — продолжает накапливаться.

Стратиграфически ниже залегает осадочный формационный комплекс, ограниченный снизу поверхностью углового несогласия в середине миоценовых отложений в основании (Сахалин), или в середине среднего миоцена (Большая Курильская гряда). Эталоном может служить среднемиоцен-нижнеплиоценовый комплекс Сахалина, мощность которого 4000—6000 м. В нем переслаиваются грубообломочные наземно-пресноводные, часто угленосные образования (верхнедуйская, углегорская, люкаминская, дагинская свиты) и относительно глубоководные кремнисто-глинистые формации (пиленгская, курасийская, окобыкайская свиты), в которых значительную роль играют кремнистые аргиллиты, опоки и диатомиты. Комплекс характеризуется флишиодным строением, причем ритмичное переслаивание пород яснее выражено в кремнисто-глинистых формациях. Снизу вверх по разрезу комплекса увеличивается «орогенный» облик осадочных формаций, что выражается в увеличении зернистости и уменьшении степени окатанности терригенного материала, общем регрессивном строении толщи. Однако отнести этот комплекс в разряд орогенных не позволяют кремнистые образования и преобладание морских тонкозернистых терригенных пород. Близкий состав и строение имеют миоцен-плиоценовые осадочные отложения итурупской и утесной серий Большой Курильской гряды [32]. В отличие от Сахалина здесь меньше мощность осадочных образований, угленосные горизонты менее выражены, более заметную роль играют грубообломочные породы.

Среднемиоценовый — плиоценовый вулканический формационный комплекс чаще всего состоит из двух вулканических формаций. На Западном Сахалине это трахиандезитовая (вулканы анивской свиты) и тоleit-базальтовая (вулканы орловской и маруямской свит), на Большой Курильской гряде — андезит-базальтовая (вулканы охотской и рыбаковской свит) и дацит-липаритовая (вулканы алахинской свиты и свиты Горячего пляжа) формации. Иногда этот формационный комплекс представлен одной трахиандезитовой формацией (лиманская свита Восточного Сахалина). Вулканы, как правило, ассоциируются с кремнисто-глинистыми отложениями и вместе с последними образуют вулканогенно-кремнисто-глинистые группы формаций, по составу и структуре близкие к геосинклинальным.

Ниже по разрезу располагается верхнеолигоценый — нижнемиоценовый осадочный формационный комплекс, мощность которого достигает 3000 м. К нему мы относим аракайскую, холмскую, невельскую и чеховскую свиты Сахалина, среднепарамуширскую и курильскую серии (парамуширский комплекс по К. Ф. Сергееву) Большой Курильской гряды. Комплекс с несогласием (местами согласно) залегает на палеогеновых отложениях, лишенных эффузивных пород. Здесь также чередуются терригенные и кремнисто-глинистые формации. По сравнению с вышележащим среднемиоцен-плиоценовым комплексом шире развиты кремнистые аргиллиты и опоки (особенно в холмской и невельской свитах Сахалина), четче выражено флишоидное строение, псефитовых и угленосных пород меньше.

Одновозрастный вулканический формационный комплекс представлен, как правило, одной андезито-базальтовой формацией (вулканы аракайской, чеховской и хойджинской свит Западного Сахалина, вулканы низов кунаширской свиты Больших Курильских островов, аманинской и гакхинской свит Западной Камчатки). Иногда в верхней части формационного комплекса имеется липарит-дацитовая формация (верхи кунаширской свиты и ловцовская свита Больших Курильских островов).

Общими признаками рассмотренных верхнекайнозойских осадочных формационных комплексов в указанных регионах являются чередование наземно-пресноводных и прибрежно-морских терригенных (часто с углями), преимущественно граувакковых, с одной стороны, и вулканогенно-кремнисто-глинистых, относительно глубоководных (с широким развитием кремнистых и опоковидных аргиллитов, содержащих тонкостенную фауну) формаций, — с другой, а также флишоидное строение и большие мощности отложений.

Вулканические позднекайнозойские формационные комплексы также обладают рядом общих признаков. В них преобладают базиты, но развиты также и кислые вулканы, нередко образующие самостоятельные формации. Для всех вулканических формаций характерны натровая специализация щелочей, повышенная глиноземистость и пониженная магниальность пород. Среди вулканитов отмечаются как известково-щелочные и субщелочные, так и толеитовые базиты, часто в пределах одной и той же свиты (рис. 22). Среди чеховской свиты западного побережья Сахалина на небольшом протяжении от р. Красноярки до мыса Яблонового перемежаются (в разрезе и по литорали) плагиобазальты, толеиты и гавайиты. В низах разреза (р. Красноярка) развиты гавайиты, в средней части разреза (в районе г. Чехова) — толеиты, а в верхах (мыс Яблоновый) преобладают плагиобазальты, имеются и отдельные пласты толеитов.

В разрезе орловской свиты и вулканогенной фации маруямской свиты (верхний миоцен — нижний плиоцен) западного побережья Сахалина между устьями рек Ичара и Тимохина, а также вдоль долин рек Тихая, Тимохина, Дон и других переслаиваются толеи-

ты, андезито-базальты и плагиобазальты при преобладании первых, имеются отдельные пласты гавайитов. В нижнем течении р. Тимохина (низы разреза рассматриваемого стратиграфического горизонта) развиты плагиобазальты и толенты, в районе Изыльметьево — гавайиты (средняя часть разреза); на мысе Ламанон, как

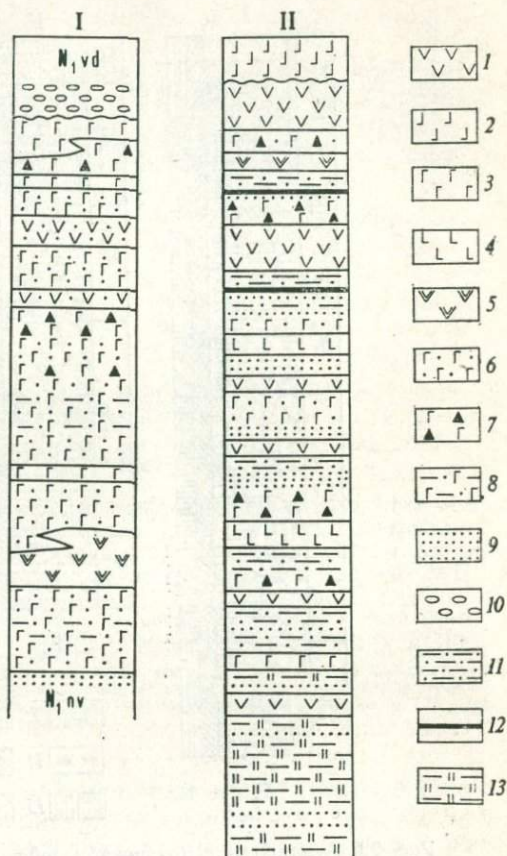


Рис. 22. Вулканыты разного состава внутри отдельных свит западного побережья о-ва Сахалин

I — чеховская свита (устье р. Красноярки — мыс Яблоневый), II — маруямская и орловская свиты (г. Красногорск — г. Углегорск). 1 — толенты; 2 — андезиты; 3 — плагиобазальты; 4 — андезито-базальты; 5 — гавайиты; 6 — туффыты; 7 — туфоагломераты и туфобрекчи; 8 — туфоалевролиты; 9 — песчаники; 10 — конгломераты и гравелиты; 11 — алевролиты; 12 — углстые породы; 13 — кремнистые аргиллиты

и в районе пос. Орлово (верхи разреза), — толенты, а неподалеку — на мысе Стукамбис они совмещены с гавайитами; в долине р. Тихой при преобладании андезито-базальтов имеются пласты плагиобазальтов и толентов. Эти примеры можно продолжить.

Роль толентовых базальтов в целом по разрезу кайнозойских образований увеличивается снизу вверх. В аракайской свите верхнего олигоцена их не более 5 %, в чеховской свите нижнего миоцена — 15—20 %, а в орловской свите плиоцена толентовые базальты составляют около 70 % объема вулканитов (рис. 23).

В разновозрастных плутонических формационных комплексах обычно сопряжены габбро-диоритовая и габбро-плагиогранитная формации (позднеолигоценовые — раннемиоценовые интрузивы

Большой Курильской гряды). На Западном Сахалине позднекайнозойские плутонические образования представлены раннемиоценовой габбро-диоритовой и позднемиоценовой — раннеплиоценовой эссексит-кринанитовой формациями. Салитовые формации располагаются в верхних частях комплексов. Гранитоиды в них харак-

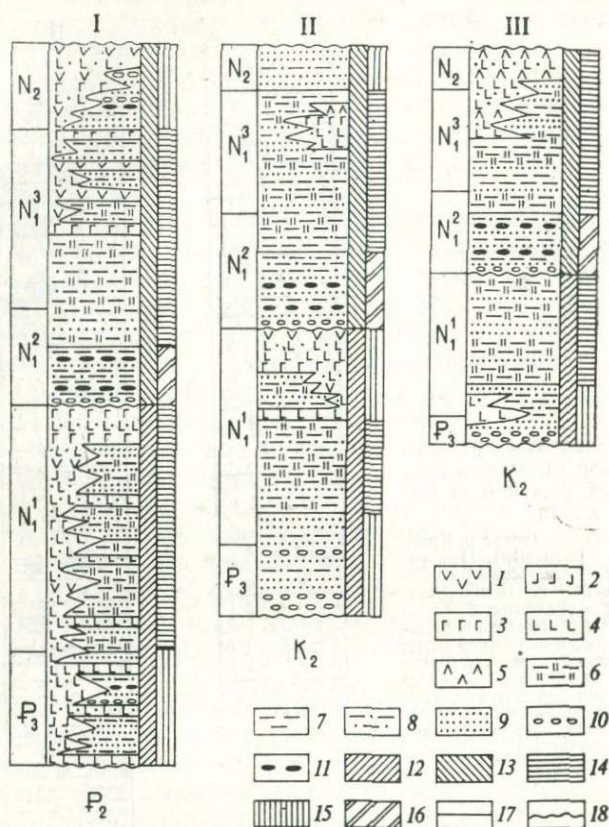


Рис. 23. Вулканиды в позднекайнозойских образованиях о-ва Сахалин

I — западное побережье (г. Холмск — г. Углегорск), II — восточное побережье (г. Макаров — г. Поронайск), III — мыс Крильон. 1 — толеиты; 2 — андезиты; 3 — плагиобазальты; 4 — андезито-базальты; 5 — трахиандезиты; 6 — кремнистые аргиллиты, кремнистые алеволиты, опоки, диатомиты; 7 — аргиллиты; 8 — алеволиты; 9 — песчаники; 10 — конгломераты и гравелиты 11 — угли и лигниты; 12—13 — формационные комплексы (12 — олигоцен-раннемиоценовый, 13 — среднемиоцен-раннеплиоценовый); 14—16 — тип отложений (14 — морские, 15 — морские и наземно-пресноводные, 16 — преимущественно наземно-пресноводные); 17 — границы геологических формаций; 18 — поверхности несогласий

теризуются натровой специализацией щелочей и повышенной глиноземистостью. Габброиды, как правило, двупироксеновые (преобладают габбро-нориты). Гипербазиты в этих формационных комплексах отсутствуют. Так же, как и для вулканических формационных комплексов, в интрузивных комплексах снизу вверх увеличивается их «орогенный» облик, что выражается в появлении в

верхах комплексов гранитоидных формаций. Однако в целом базитовые формации преобладают.

Как уже отмечалось, верхнекайнозойские формационные комплексы Сахалина и Курильских островов обладают признаками как собственно геосинклинальных, так и орогенных комплексов.

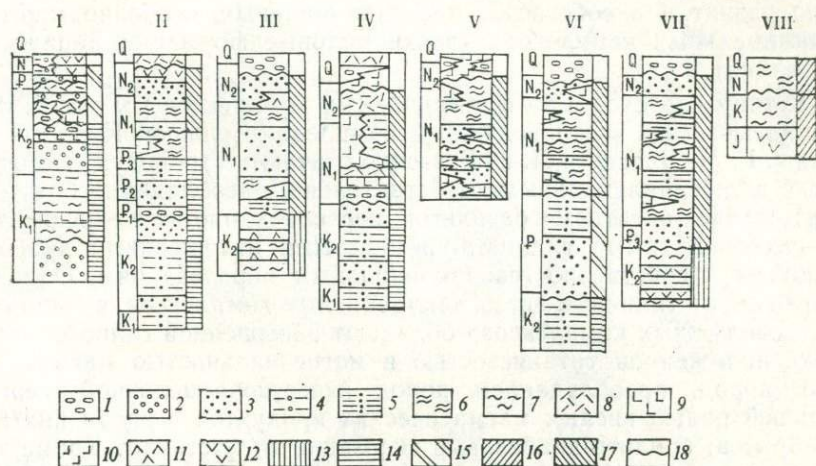


Рис. 24. Позднемиоценовые и кайнозойские формационные комплексы Восточного Сихотэ-Алиня (I), Западного (II) и Восточного (III) Сахалина, Центрального Хоккайдо (IV), Больших Курильских островов (V), Западной (VI) и Восточной (VII) Камчатки и океанического дна восточнее Курильских островов (VIII)

1—7 — осадочные формации: 1 — граувакко-псефитовые, 2 — аркозовые и глинисто-аркозовые, 3 — граувакковые и глинисто-граувакковые, 4 — аркозо-глинистые, 5 — граувакко-глинистые, 6—7 — кремнисто-глинистые (6 — с опоками и диатомитами, 7 — с яшмами и кремнистыми сланцами); 8—12 — вулканиты: 8 — салитовые, 9—12 — базитовые (9 — известково-щелочные, 10 — ассоциация известково-щелочных и толеитовых, 11 — ассоциация толеитовых и щелочных, 12 — толеитовые); 13—17 — формационные комплексы (13 — эвгеосинклинальные, 14 — миегеосинклинальные, 15 — орогенные, 16 — океанические, 17 — переходные); 18 — несогласия

К собственно геосинклинальным признакам можно отнести широкое развитие толеитов и габброидов, небольшую роль кислых магматических продуктов (как гранитоидов, так и вулканитов), натровую специализацию щелочей салитов, ассоциацию вулканитов с кремнисто-глинистыми формациями, большие мощности осадочных комплексов. Орогенными признаками следует признать преобладание известково-щелочных и присутствие щелочных вулканитов, контрастность вулканических серий, широкое развитие щелочных габброидов и диоритоидов, повышенную глиноземистость магматических пород, ассоциацию вулканитов с грубозернистыми, часто угленосными, осадочными формациями. Такое сложение собственно геосинклинальных и орогенных признаков и позволяет нам выделять особый, «переходный» тип формационных комплексов (рис. 24).

Такие формационные комплексы обладают и дислокациями промежуточного типа [3]. Они характеризуются сочетанием линейно-

вытянутых складок с брахискладками и куполами, узких антиклиналей (с относительно крутыми крыльями) и широких (с пологими крыльями) синклиналей. Многие геологи обращали внимание также на флишвидное строение кайнозойских толщ «зоны перехода». Однако считать этот признак характерным для «переходных» формационных комплексов не следует, поскольку флиш широко развит и в собственно геосинклинальных, особенно миеосинклинальных комплексах (верхнемеловые формации Западного Сахалина).

К типу «переходных» формационных комплексов мы относим и так называемый «островодужный комплекс» Большой Курильской гряды. Г. М. Власов и П. Е. Бевзенко считают островодужный комплекс эвгеосинклинальным. Действительно, преобладание базитов, присутствие толеитовых базальтов, переслаивание их с относительно глубоководными глинисто-кремнистыми отложениями приближают их к собственно геосинклинальным образованиям. Однако, в отличие от типичных эвгеосинклинальных комплексов, вулканы «островодужных комплексов» обладают повышенной глиноземистостью, пониженной титанистостью и магнезиальностью магматических пород, преобладанием пород известково-щелочной серии, большей ролью кислых магматических продуктов и среди них игнимбритов; спилито-диабазовые формации отсутствуют. Кроме того, в осадочных образованиях, с которыми чередуются вулканы, часто встречаются мелководные грубообломочные, нередко угленосные отложения, и сами вулканы чаще всего субаэральные. Все это признаки орогенных комплексов.

На отличия островодужного комплекса от типичных геосинклинальных толщ указывал в 1981 г. М. Н. Шапиро на примере Камчатки. Он отмечает, что формация глубоководных илов (к которой М. Н. Шапиро относит верхнемиоцен-плиоценовую толщу Восточной Камчатки) не сопоставима с геосинклинальными формациями складчатых областей.

Дат-олигоценый формационный комплекс, развитый в западной части Сахалина, имеет мощность до 5000 м и представлен только терригенными формациями (псефито-глинисто-граувакковой, глинисто-граувакковой и глинистой). Преобладают прибрежно-морские отложения, в нижней части комплекса развиты также наземно-пресноводные образования (с углями и углистыми аргиллитами). Основной фон в осадочных формациях составляют аргиллиты и алевролиты, псефитовых пород менее 10% объема комплекса. Структура этого формационного комплекса характеризуется чередованием тонкопосластных слоев с мощностью отдельных пластов 0,2—0,5 м и массивных слоев мощностью до 20—30 м. В тонкопосластных горизонтах отмечается ритмичность. В целом слоистость комплекса может относиться к флишевой. Вулканических пород палеогенового возраста практически нет, отмечаются лишь отдельные пласты туфов кислого состава в такарадайской свите.

Верхнемеловой осадочный формационный комплекс Западно-Сахалинских гор по составу и структуре близок вышеохарактеризованному дат-олигоценовому. В нем также чередуются терригенные формации (глинисто-граувакковая и глинистая), в которых преобладают аргиллиты и алевролиты, реже встречаются граувак-

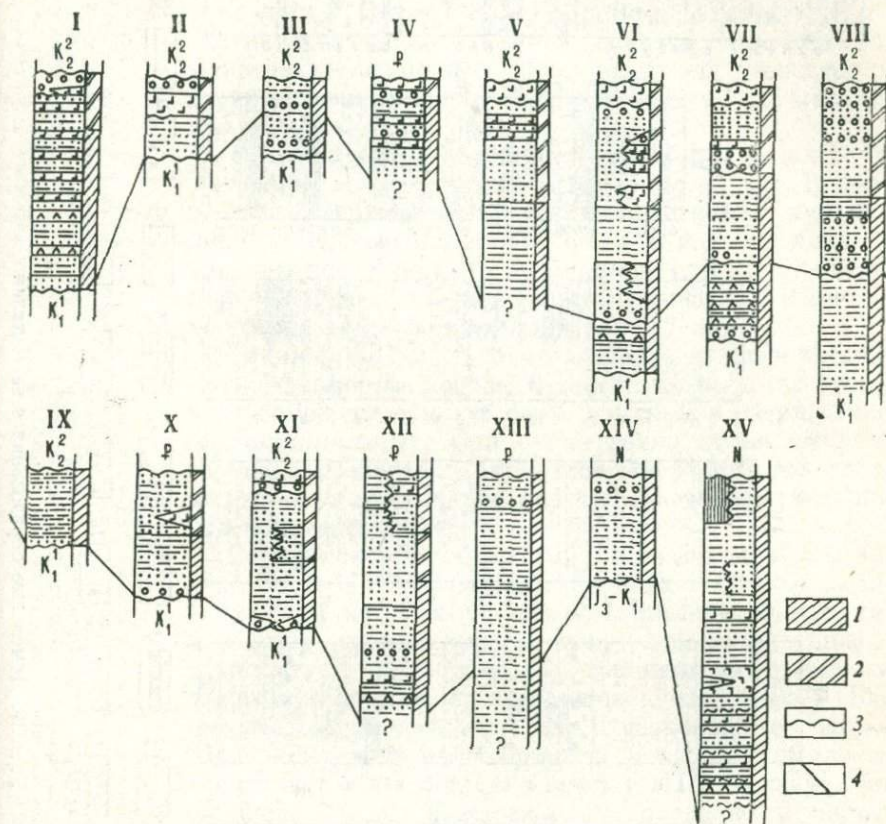


Рис. 25. Корреляция разрезов мелового формационного комплекса южной части Дальнего Востока СССР. По М. А. Ахметьеву (1964 г.), Е. Б. Бельтёнову (1966 г.), Ю. М. Вдовину (1968 г.), В. Н. Верещагину (1970 г.) и др.

I—XI — Сихотэ-Алинь: I—II — р. Амур (I — с. Богородское, II — г. Николаевск), III — р. Би-чи, IV — оз. Большое Кизи, V — р. Амур (устье р. Яй), VI — верховья р. Уктур, VII — р. Гур вблизи устья р. Уктур, VIII — междуручье Тумнина и Мули, IX — р. Актур, X — р. Хуту, XI — р. Джауса; XII—XV — о-в Сахалин (XII — север Западно-Сахалинских гор, XIII — юг Западно-Сахалинских гор, XIV — Тонино-Анивский полуостров, XV — юг Восточно-Сахалинских гор). 1 — преимущественно морские отложения; 2 — преимущественно континентальные отложения; 3 — перерыв; 4 — линия сопоставления границы нижнего и верхнего мела. Остальные условные обозначения см. на рис. 4

ковые песчаники и еще реже псефитовые породы (рис. 25). Мощность этого комплекса достигает 8000—9000 м. В южной части Западно-Сахалинских гор это исключительно морские отложения, на севере гор в комплексе появляются наземно-пресноводные образования (арковская и жонкьерская свиты) с углями и углисты-

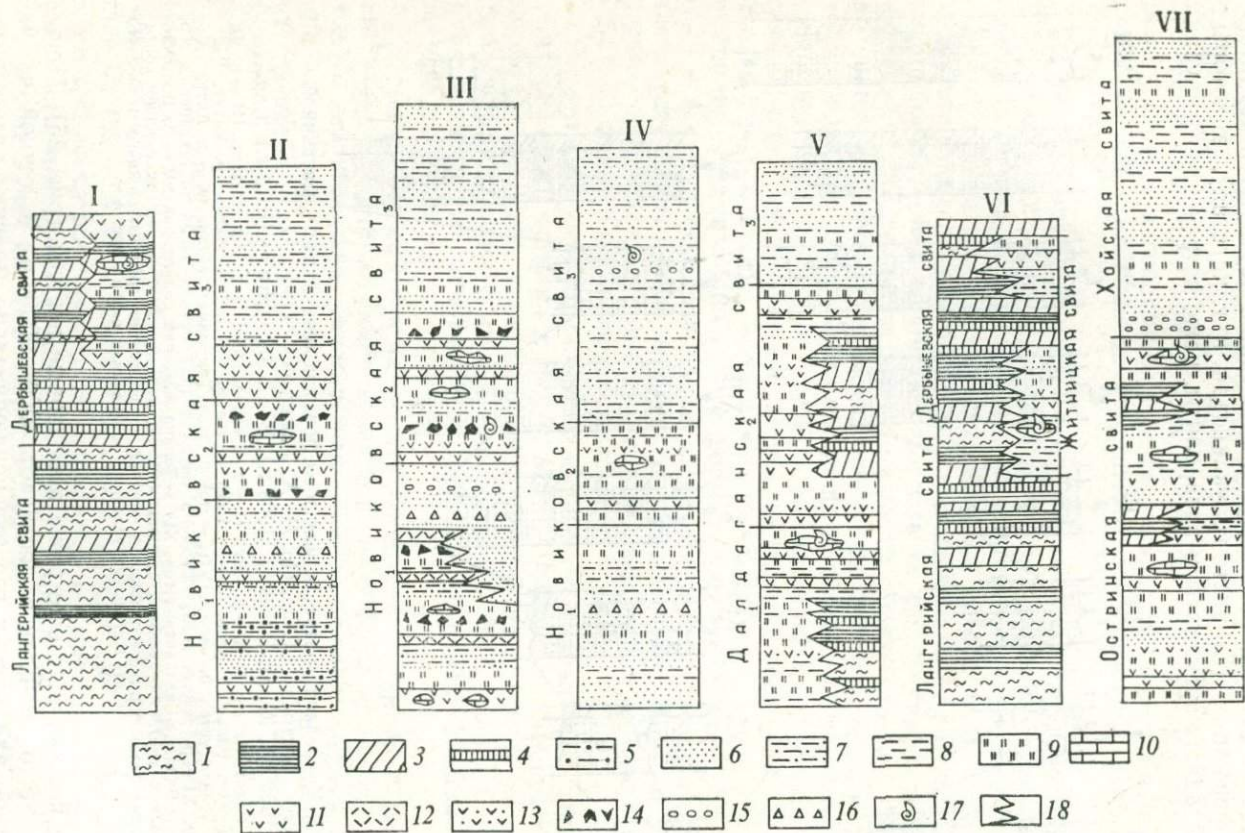


Рис. 26. Домеловые образования о-ва Сахалин

I — Сусулайский хребет, II — берег зал. Анива (р. Белокаменная — р. Утесная), III — западное побережье Тонинно-Анивского полуострова (р. Игравая — р. Чиркова), IV — восточное побережье Тонинно-Анивского полуострова (р. Горная — р. Дорожная), V — Таулан-Армаудский хребет, VI — западные отроги Восточно-Сахалинских гор (бассейн рек Вальза, Лангери, Мулейки), VII — осеная часть Восточно-Сахалинских гор, I — слюдястые сланцы и филлиты; 2—3 — метаморфические породы фации зеленых сланцев (2 — парасланцы, 3 — ортосланцы); 4 — кварциты; 5 — сильно развильцованные глинистые породы (сузловатые сланцы); 6 — граувакки; 7 — алевролиты; 8 — аргиллиты и глинистые сланцы; 9 — шпильно-кремнистые сланцы и радиоляриты; 10 — известняки; 11 — спилиты, диабазы и измененные базальты; 12 — керамзитовые сланцы; 13 — туфы и туффиты; 14 — олигостромоновые горизонты; 15 — конгломераты; 16 — брекчи; 17 — места находок фауны; 18 — фациальные переходы

ми аргиллитами. Строение формационного комплекса флишеидное с ритмичным чередованием пластов мощностью от 0,1—0,5 м до 1—10 м и отдельными пластами песчаников до 40 м. Аналогичны по составу и структуре осадочные верхнемеловые образования Тонинно-Анивского полуострова (быковская и найбинская свиты), южной части Восточно-Сахалинских гор (котиковская серия) и п-ова Шмидта (тойская, томинская и славянская свиты). Все они относятся к верхнемеловому миогеосинклинальному формационному комплексу.

Магматических пород позднемелового возраста в Западно-Сахалинских горах практически нет. В поле развития верхнемеловых осадочных пород имеются лишь отдельные маломощные силлы и дайки дацитов (районы пос. Взморье и г. Долинска). Возраст их неясен. Скорее всего, они должны относиться к миоценовому сергеевскому комплексу.

Таким образом, охарактеризованные доверхнекайнозойские формационные комплексы близки по составу и структуре и могут быть отнесены в разряд миогеосинклинальных. Они существенно отличаются от верхнекайнозойских комплексов «переходного» типа: отсутствуют кремнистые породы, магматических пород практически нет.

Верхнемеловой осадочный формационный комплекс Восточно-Сахалинских гор включает в себя глинисто-кремнистую и глинистую формации. Они состоят из яшм, кремнистых сланцев, глинистых сланцев и аргиллитов, граувакковых песчаников и туффитов, редко конгломератов, гравелитов и известняков. Все породы морские, относительно глубоководные. Мелководные образования появляются в верхах комплекса (ракетинская и учирская свиты). По составу этот комплекс близок нижележащему осадочному палеозойскому — нижнемезозойскому формационному комплексу (рис. 26), в котором также отсутствуют наземно-пресноводные отложения, большую роль играют кремнистые породы типа яшм, кремнистых сланцев и кремней, среди песчаников преобладают граувакки, а псефитовые породы редки. Эти комплексы являются типично эвгеосинклинальными.

В позднепалеозойском — мезозойском (пермском — позднемеловом) вулканическом формационном комплексе снизу вверх спилит-диабазовая формация сменяется трахиандезито-базальтовой, а толентовые вулканы — щелочными оливин-базальтовыми. В низах комплекса местами (Тонинно-Анивский полуостров) присутствуют кератофиры, однако они слагают не бо-

лее 10 % объема спилит-диабазовой формации. Верхняя трахиандезито-базальтовая формация сложена ассоциацией пород от основных (гавайиты, трахибазальты) до кислых (липариты, трахидациты). Это дало основание В. М. Граннику в 1978 г. отнести эту формацию в класс островодужных. Однако такому мнению противоречат значительная роль спилитов и диабазов, щелочной или субщелочной тип вулканитов, ассоциация с яшмами и кремнистыми сланцами. Все это не характерно для так называемых «островодужных комплексов». Более оправданно, с нашей точки зрения, отнести весь позднепалеозойский — мезозойский вулканический комплекс к эвгеосинклинальным.

Мезозойский plutонический формационный комплекс Восточного Сахалина слагают дунит-гарцбургитовая, габбровая, диорит-плагиогранитовая, диорит-габбровая и норит-ортопироксенит-гарцбургитовая формации. В целом в комплексе преобладают габброиды и гипербазиты, гранитоиды представлены только натровыми типами (плагиогранитами), значительных магматических тел щелочного класса нет. Поэтому весь мезозойский plutонический комплекс Сахалина можно отнести в разряд эвгеосинклинальных.

Структура верхнепалеозойских — мезозойских осадочного, вулканического и plutонического формационных комплексов усложнена интенсивными разрывными нарушениями. В целом эту структуру можно охарактеризовать как складчато-блоковую. В менее раздробленных блоках по переслаиванию различных пород отмечаются интенсивные пликативные дислокации, вплоть до плейчато-сти. Очень наглядны в этом отношении пачки флишондного переслаивания глинистых сланцев, алевролитов и граувакковых песчаников хойской (нижний мел) и березовской (верхний мел) свит, тонкого переслаивания яшм и известняков остринской (верхняя юра — нижний мел) и раkitинской (верхний мел) свит. В то же время имеются зоны интенсивного дробления вплоть до образования милонитов и серпентинитового меланжа. В этих зонах нередки пологие надвиги. Однако следует подчеркнуть, что зоны интенсивного дробления и пологонадвиговой структуры наложены на более раннюю складчато-блоковую структуру докайнозойских комплексов Сахалина. Таким образом, все доверхнекайнозойские формационные комплексы Сахалина являются собственно геосинклинальными (эв- или миевгеосинклинальными), орогенными признаками не обладают.

Сравним верхнекайнозойские формационные комплексы Сахалина и Курильских островов с одновозрастными образованиями материковой части юга Дальнего Востока СССР. Осадочный кайнозойский формационный комплекс широко развит в Среднеамурской, Амуро-Зейской и других впадинах. По данным В. Г. Варнавского [7], они представлены исключительно наземно-пресноводными отложениями, как правило, плохо отсортированными, в которых большую роль играют псефитовые породы (конгломераты и галечники, гравелиты и гравийники, грубозернистые песчаники и пески), содержатся угли и углистые аргиллиты. В формационном

комплексе, имеющем мощность до 2000—2500 м, преобладают псефито-граувакковая (чернореченская и угловская свиты) и глинисто-граувакковая (устьдавыдовская, ушумунская свиты) формации. Залегают они очень полого. Верхнемеловые осадочные отложения развиты шире. Сенонские осадки в Сихотэ-Алине представлены граувакко-псефитовой формацией (дорофеевская, приморская, маломихайловская свиты), объединяющей наземно-пресноводные породы, часто угленосные.

Досенонский меловой осадочный формационный комплекс Восточного Сихотэ-Алиня состоит из глинисто-аркозовой (ларгасинская, уктурская, аджаламинская свиты), аркозо-глинистой (пиванская, ключевская, пионерская свиты) и псефито-аркозовой (удоминская свита) формаций. В них резко преобладают морские глинистые и псаммитовые породы, псефиты и наземно-пресноводные осадки редки. Структура формационного комплекса флишоидная.

Среди сенонских и кайнозойских вулканитов Сихотэ-Алиня отмечаются известково-щелочные контрастные серии, в которых чередуются базисы [36]. В сенонских и палеогеновых вулканических формациях преобладают салиты, в неогеновых — базиты. Все это исключительно наземные вулканиты, полого, как правило, несогласно залегающие на нижележащих образованиях. Среди досенонских меловых вулканитов преобладает андезитовая формация. Сверху вниз постепенно растет число прослоев диабазов, а затем и спилитов, и в позднеюрских и раннемеловых вулканических формациях они преобладают.

В мезозойских и кайнозойских плутонических формационных комплексах Сихотэ-Алиня резко преобладают калий-натровые гранитоиды (гранодиорит-гранитная, аляскит-гранитовая, диорит-гранодиоритовая и другие формации). Их состав характеризуется повышенной глиноземистостью и щелочностью.

Таким образом, в материковой части Дальнего Востока СССР не выделяются «переходные» формационные комплексы, которые бы обладали признаками как собственно геосинклинальных, так и орогенных. Соответственно здесь не выделяется зона сочленения континента и океана.

В целом в Сихотэ-Алине и Приамурье неогеновые формации следует отнести в разряд плитных (горизонтальное залегание маломощных терригенных осадков, толеитовых и щелочных вулканитов), сенонские и палеогеновые — в разряд орогенных (грубозернистые пресноводно-континентальные осадки изолированных впадин, известково-щелочные контрастные серии вулканитов с преобладанием салитов), досенонские — в разряд собственно геосинклинальных (мощные терригенные или кремнисто-терригенные морские осадки флишоидного строения, базитовые вулканиты со спилитами и диабазами, присутствие гипербазитов) формационных комплексов. Последовательная смена снизу вверх собственно геосинклинальных орогенными, а затем плитными формационными комплексами и определяет континент в геологическом смысле.

Сравним теперь рассмотренные формационные комплексы с наиболее молодыми образованиями на дне морей и океана. Во втором разделе нами сделана попытка корреляции формационных комплексов территории Сахалина, Курильских островов и Приморья с подразделениями, выделяемыми по геофизическим данным в акваториях дальневосточных морей и Тихого океана. Экстраполируя геологическую структуру территории Приморья, Сахалина, Курильских островов на прибрежные части морских геофизических профилей, мы выделили на дне Татарского пролива, Охотского и Японского морей те же геологические тела, на уровне формационных комплексов, что и на прилегающих территориях.

Намеченные здесь верхнекайнозойские формационные комплексы представлены кремнисто-глинистыми отложениями со значительной ролью кремнистых аргиллитов, опок и диатомитов, которые перемежаются с грубообломочными терригенными образованиями. Среди терригенных пород встречаются наземно-пресноводные, иногда угленосные породы. Широко представлены турбидиты. Развита также вулканогенная образования, среди которых устанавливаются как известково-щелочные андезито-базальты и андезиты, так и высокоглиноземистые толеитовые базальты. Таким образом, состав и строение позднекайнозойских переходных формационных комплексов сохраняется и на большей части акватории Татарского пролива, Охотского и Японского морей, на склонах Курильской островной дуги.

Судя по многочисленным данным, полученным при глубоководном бурении с судна «Гломар Челленджер», среди кайнозойских осадков дна океана преобладают наноилы, кремнисто-глинистые отложения типа диатомовых и радиоляриевых илов, цеолитовые пелагические глины, в которых отмечаются прослои вулканического пелла и эффузивных пород (как правило, толеитовые базальты). Мощность этих образований обычно не превышает первых сотен метров. Кислые вулканиты не играют существенной роли. Хотя на некоторых внутриокеанических островах и имеются эффузивные породы кислого состава, но количество их не превышает 5—10 % от общего объема вулканитов. Редки известково-щелочные вулканиты. В осадочных образованиях дна океана нет пресноводно-континентальных пород. Как видно, состав и структура осадочных и магматических образований существенно отличаются как от континентальных, так и от «переходных» формационных комплексов. По нашим представлениям, океан представляет собой область развития особых вулканогенно-глинисто-кремнистых формационных комплексов небольшой мощности, сложенных глубоководными осадочными породами и толеитовыми базальтами.

Таким образом, «переходные» формационные комплексы своеобразны не только в том смысле, что несут на себе черты как собственно геосинклинальных, так и орогенных комплексов. Они не встречаются ни на континенте, ни на дне океана. Поэтому зона сочленения континента и океана в статической геологии нами и рассматривается как область распространения таких «переходных»

формационных комплексов. Главные их признаки: 1) чередование наземно-пресноводных и прибрежно-морских терригенных (часто угленосных) и вулканогенно-кремнисто-глинистых относительно глубоководных (с широким развитием кремнистых и опоковидных аргиллитов) групп формаций; 2) преобладание в магматических продуктах базитов и совместное (в пределах формационного комплекса) распространение известково-щелочных, щелочных и толеитовых вулканитов; 3) промежуточный тип дислокаций (сочетание линейно-вытянутых складок, брахискладок и куполов).

Возможно, необычным является сопоставление глинисто-кремнистых пород типа опок, спонголитов, кремнистых аргиллитов с собственно геосинклинальными кремнистыми породами типа яшм и кремнистых сланцев. Однако Е. В. Красновым и В. В. Крапивенцевой в последние годы установлено, что те и другие являются биохомогенными и близкими по происхождению. Интересны также наблюдения О. И. Супруненко и Е. Е. Карньюшиной над неогеновыми разрезами буровых скважин, пройденных в Ачинском районе Западной Камчатки. Они установили, что сверху вниз по разрезу в неогеновых кремнистых породах опал замещается халцедоном, затем кристобалитом и, наконец, кварцем. Причем содержание кремнезема в них достигает 70 %, т. е. по химическому составу они приближаются к кремням и кремнистым сланцам. Таким образом, принципиальных различий между яшмами и опоковидными породами нет.

Конечно, зона сочленения между Азиатским континентом и Тихим океаном неоднородна по строению и составу. По особенностям формационных комплексов (соотношению вулканитов и разного типа осадочных формаций) здесь мы выделяем вулканические и невулканические геоантиклинали, передовой, междуговой, тыловой и фронтальной прогибы и парагеосинклиналь. В предыдущем разделе охарактеризованы эти структурные элементы более низкого порядка, чем зона сочленения континента и океана. Приведем лишь кратко их специфические особенности.

Вулканические геоантиклинали выделены на Большой Курильской гряде и вдоль западного побережья Сахалина (см. рис. 21). Их отличительная черта — преобладание вулканогенных образований над осадочными. По составу вулканиты известково-щелочные, реже субщелочные и толеитовые, как правило, высокоглиноземистые. Характерно чередование базитовых и салитовых вулканитов.

Невулканическая геоантиклиналь выделена на Малой Курильской гряде. Это кайнозойское поднятие на месте позднемиоценовой — палеогеновой эвгеосинклинали. Характерно отсутствие или незначительное распространение кайнозойских образований, мощность которых увеличивается в стороны от геоантиклинали.

Междуговой прогиб выполнен неогеновыми вулканогенно-осадочными формациями мощностью до 3000—4000 м. Характерны туфовый флиш, незначительная роль эффузивов и грубообломочных пород. Это типичный некомпенсированный прогиб.

Фронтальный прогиб выделяется на северо-западном склоне глубоководного желоба. Прогиб сложен в основном вулканомиктовыми породами мощностью до 2000 м, которые несогласно залегают на эвгеосинклинальных. Отличия этого прогиба от междугового заключается в более грубозернистых осадочных формациях, характерны турбидиты.

Тыловой прогиб охватывает южную часть Охотского моря. Он выполнен неогеновыми и четвертичными вулканогенно-осадочными и нормально-осадочными отложениями, иногда с вулканитами, среди которых имеются как известково-щелочные, субщелочные, так и толеитовые разновидности. В отличие от междугового прогиба, здесь меньше мощность осадков, они более тонкозернистые. Фундамент прогиба гетерогенный, чаще всего он сложен дислоцированными палеозойскими — раннемезозойскими, реже миеосинклинальными поздне меловыми образованиями.

Передовой прогиб охватывает западную часть Сахалина и акваторию Татарского пролива. Он образовался в конце олигоцена — начале миоцена на месте поздне мелового — палеогенового миеосинклинального прогиба. Для него свойственны мощные (до 5000—6000 м), часто флишoidalного строения послейинверсионные формации, которые близки образованиям тыловой прогиба, но, в отличие от последних, содержат больше наземно-пресноводных пород и в целом более грубозернистые. Преобладает брахискладчатость с коробчатыми, сундучными или гребневидными складками, но нередки и линейно-вытянутые складки.

Парагеосинклиналь охватывает северную часть о-ва Сахалина (без п-ова Шмидта) и ее шельф. По составу и строению она занимает промежуточное положение между платформой и геосинклинальной системой. Мезозойские миеосинклинальные образования несогласно перекрыты сравнительно мощной толщей неогеновых, морских, реже наземно-пресноводных отложений. Характерно резкое преобладание нормально-осадочных терригенных образований. Значительных тел изверженных пород здесь нет.

Теперь об историко-геологической характеристике зоны сочленения Азиатского континента и Тихого океана. Своеобразие истории геологического развития этой зоны обусловлено спецификой формационных комплексов, т. е. вытекает из статической геологии. По площадям распространения «переходных» формационных комплексов и с учетом палеогеографической обстановки можно, по нашему мнению, реконструировать зону сочленения континента и океана в геологическом прошлом. Поскольку мезозойские и раннекайнозойские формационные комплексы не могут относиться к типу «переходных», то можно сделать вывод, что зона сочленения Азиатского континента и Тихого океана существует только с олигоцена. На рис. 27 в соответствии с областями распространения разновозрастных «переходных» формационных комплексов и с учетом палеотектонических обстановок показана зона сочленения Азиатского континента и Тихого океана для позднего олигоцена — раннего миоцена и среднего миоцена — плиоцена. Распространение

зоны сочленения в разные периоды указывает на их латеральные перемещения во времени. Можно, в частности, отметить, что с олигоцена происходило расширение этой зоны в западном направлении, за счет континента.

Нами еще в 1977 г. было высказано предположение, что в зоне сочленения Азиатского континента и Тихого океана в позднем кай-

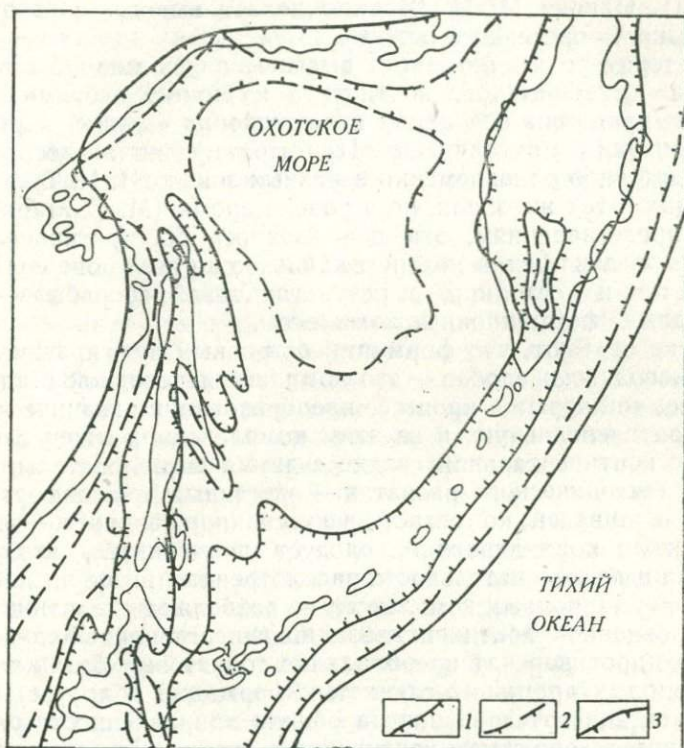


Рис. 27. Зона сочленения Азиатского континента и Тихого океана в пределах южной части Дальнего Востока СССР

1—2 — по геологическим данным (1 — для олигоцена — раннего миоцена, 2 — для среднего миоцена — плейстоцена); 3 — по геофизическим данным (современная)

нозое имело место наложение и слияние двух основных эндогенных процессов: сиализации и базификации гипергенной оболочки Земли [31]. Первый из них проявлен в увеличении осадочного слоя, усилении «орогенного» облика терригенных отложений, метаморфизме геосинклинальных комплексов, переходе геосинклинальных прогибов в краевые, а другой — в увеличении роли основных вулканитов (в значительной части толеитового типа), развитии вулканогенно-кремнисто-глинистых групп формаций, формировании новых прогибов — глубоководных впадин (типа Японской и Южно-Охотской).

Некоторые геологи, в частности М. Н. Шапиро, ранее высказывали мнение, что так называемый «островодужный режим» существенно отличается от типично геосинклинального и орогенного. От первого он отличается образованием мелководных толщ «моласоидного» типа и известково-щелочных серий вулканитов, от второго — преобладанием погружений, высокой сейсмичностью, проявлением интенсивного базитового вулканизма (часто подводным морским). Однако М. Н. Шапиро делает вывод, что это особая разновидность орогенного режима.

В литературе неоднократно высказывалось мнение, что «зона перехода» от Азиатского континента к Тихому океану — область «борьбы» процессов созидания и разрушения «земной коры», континентализации и океанизации. При этом предполагалось, что они происходят либо одновременно в разных зонах (И. К. Туезов), либо в одних и тех же зонах, но в разное время (М. С. Марков). По нашим представлениям, эти два казались бы противоположных процесса развивались в позднем кайнозое во всей зоне сочленения повсеместно и постоянно, а результат такой «борьбы» — особые «переходные» формационные комплексы.

Многие считают, что формации островных дуг, краевых морей и глубоководных желобов — это комплекс переходной стадии развития «земной коры» в процессе преобразования океанической «коры» в континентальную, и за этим комплексом должен следовать комплекс континентальной стадии с двумя последовательными режимами тектонического развития — орогенным и платформенным. Не останавливаясь на остро дискуссионном вопросе — везде ли океаническая кора первична, следует подчеркнуть, что состав, структура и последовательность рассмотренных выше позднекайнозойских формационных комплексов не позволяют сделать вывод об однонаправленной континентализации гипергенной оболочки Земли (этому противоречат преобладание толентовых базальтов, развитие молодых кремнисто-глинистых формаций и другое).

Имеется две точки зрения на общую направленность развития земной коры в зоне стыка континента и океана. Согласно одной из них предполагается наращивание континента за счет океана, по второй — наоборот, океанизация окраины континентов. Мы считаем, что до олигоцена — начала миоцена происходил процесс континентализации, а затем все возрастающую роль стала играть океанизация, но в целом зона перехода представляет собой область борьбы и единства этих двух процессов. Другими словами, геологическое развитие той зоны, которую мы включаем в зону сочленения континента и океана, специфично. Оно не отражает какой-то переходный этап либо между океанической и континентальными стадиями, либо между собственно геосинклинальным и орогенным развитием. Это особый класс геологического развития, возникший в рассмотренном регионе, по-видимому, только с олигоцена.

Таким образом, в ретроспективной геологии выделяется особый класс геологического развития — зона сочленения континента и

океана. Геодинамическая характеристика этой зоны в целом близка материковым окраинам тихоокеанского типа по В. В. Белоусову [3]. Это большая контрастность и интенсивность колебательных движений, преобладание опусканий, большая проницаемость земной коры, мощные излияния базитовых вулканитов, слабый региональный метаморфизм. Сюда следует добавить накопление мощных терригенных, вулканогенных и кремнистых отложений, а также дислокации промежуточного типа. Однако в районы с эндогенными режимами материковых окраин В. В. Белоусов включает и складчатые зоны с развитием докайнозойских геосинклинальных формационных комплексов (на Японских островах, Сахалине и Камчатке) наряду с островными дугами и внутренними морями. Нам же представляется, что на окраинах материков следует различать области континентальные и зону сочленения континента и океана.

Теперь о некоторых терминах. В геологической литературе очень широко употребляется термин «пресноводно-континентальные отложения» для обозначения пород, образовавшихся не на дне моря, а на суше или в пресноводных водоемах. В связи с тем что целесообразно различать континент, океан и зону сочленения между ними, так называемые «пресноводно-континентальные» отложения могут располагаться не только на континенте. Поэтому этот термин лучше заменить на «наземно-пресноводные».

О термине «зона перехода от континента к океану» уже говорилось. Вполне разумно, с нашей точки зрения, заменить тоже громоздкий термин «зона сочленения континента и океана» одним словом. Автор данной работы пока не нашел подходящего слова. Но в любом случае, когда говорится о зоне сочленения континента и океана, нужна оговорка, о каком периоде времени идет речь, поскольку пространство, занимаемое этой зоной, неодинаково для разных отрезков времени. В частности, южная часть Западно-Сахалинских гор, в олигоцене — раннем миоцене входила в зону сочленения континента и океана, а в среднем миоцене — раннем плиоцене представляла собой континентальную область.

Возможно, неудачны термины «сиализация» и «базификация» для обозначения основных геологических процессов, противоположных по направленности. Эти термины воспринимаются в физико-химическом смысле, хотя мы вкладываем в них геологическое содержание. Но другие применяемые в геологической литературе термины представляются не лучше. Так, для названия процесса образования новых геосинклинальных прогибов в котловинах внутренних морей (типа Южно-Охотской) часто употребляется термин «деструкция», который подразумевает разрушение ранее созданной континентальной коры. Однако фактически происходит наращивание новых вулканогенно-осадочных толщ на ранее сформированные, и никакого «разрушения» последних не устанавливается.

Некоторые исследователи при формулировке направленности геологического развития предпочитают пользоваться терминами

«континентизация» (или «континентализация») и «океанизация». Эти термины точнее отражают обозначенные ими понятия. Но все же они несут на себе географический смысл: образование больших пространств суши и участков, покрытых водой. Мы же стремимся подчеркнуть геологическую специализацию зоны сочленения континента и океана.

ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ КОНТИНЕНТА И ОКЕАНА ЗА ПРЕДЕЛАМИ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА СССР

В этом разделе рассматривается геология мезозоя и кайнозоя различных регионов, обычно включаемых по геофизическим данным в «зону перехода» от континентов (Азиатского и Австралийского) к океанам (Тихому и Индийскому), под углом зрения о возможности выделения зон сочленения континента и океана по геологическим данным. Дается характеристика мезозойских и кайнозойских формационных комплексов и геологическое развитие регионов Востока СССР (п-ов Камчатка, Корякское нагорье, Чукотский полуостров), а затем Японские острова, о-ва Филиппинского архипелага, Малайский архипелаг и о-ва Новая Гвинея и о-ва Новой Зеландии. История геологического развития указанных регионов, в отличие от южной части Дальнего Востока СССР, излагается от древних к более молодым этапам, как это принято в использованных литературных источниках.

Полуостров Камчатка. Успехи в изучении геологического строения полуострова связаны с исследованиями Г. П. Авдейко, Г. М. Власова, Г. С. Горшкова, А. В. Горячева, В. К. Ротмана, М. Ю. Хотина и др. Наиболее полной сводкой по геологии этого региона является соответствующий том «Геологии СССР» [16].

По современным представлениям, наиболее древние образования п-ова Камчатка относятся к архею и верхнему докембрию, но широкое распространение получили мезозойские и кайнозойские формации. Верхнеюрские и нижнемеловые образования известны в Срединном массиве (верховья р. Колпакова) и в Ганальском выступе (верховья р. Быстрой). Здесь они разделены на две свиты: стопольниковскую (в основном песчаники, алевролиты и глинистые сланцы) и квахонскую (измененные базальты, спилиты, диабазы, туфы, зеленые сланцы). Это все морские образования, наземно-пресноводные породы среди них не известны. Кроме того, верхнеюрские и нижнемеловые образования сходного состава имеются в южной части Восточной Камчатки (кижеченская и киргуровская свиты). Из раннемеловых интрузивных пород на Камчатке известны ассоциации, которые могут быть объединены в дунит-гарцбургитовую, диорит-габбровую и гранодиорит-гранитную формации. Все они развиты на Центральной Камчатке. Комплекс осадочных, вулканических и плутонических формаций указывает

на существование в раннем мезозое, вероятно, на всей территории Камчатки, эвгеосинклинального режима. По-видимому, эвгеосинклиналь развилась на кристаллическом основании, о чем свидетельствуют наличие древних гнейсов и сланцев и ксенолиты глубокометаморфизованных пород.

Из мезозойских отложений наиболее часто встречаются на Камчатке верхнемеловые породы. Как и на Сахалине, здесь устанавливаются две разные структурно-формационные зоны. В западной зоне, которая охватывает бассейны рек Большой и Средней Воровской, низовья рек Плотникова, Быстрой, Кихчика, развиты миогеосинклинальные терригенные толщи (главным образом, морские песчаники и алевролиты) мощностью до 6000 м.

На Центральной и Восточной Камчатке обнаружены терригенные и вулканогенно-кремнистые образования (ирунейская серия) мощностью до 5000—7000 м. Это типично эвгеосинклинальный комплекс. Терригенные породы представлены глинистыми и феллитовидными сланцами, аргиллитами, алевролитами, реже граувакками и редко гравелитами и конгломератами. Кремнистые породы (радиоляриты, яшмы, кремнистые сланцы) обычно тесно ассоциируют с вулканитами. Среди последних преобладают измененные андезитобазальты и базальты, существенную роль играют также диабазы и спилиты. Вулканиты чаще всего относят к субщелочной серии, однако верхнемеловые базальты Камчатского мыса, по данным М. Ю. Хотина, относятся к толеитам. Большинство исследователей считает, что образование этих вулканогенно-кремнистых групп формаций происходило в глубоководных условиях на коре океанического типа.

Плутонические ассоциации пород позднемелового возраста Восточной Камчатки представлены пикрит-меймечитовой, габбро-диабазовой, габбро-дунит-перидотитовой и диорит-габбровой формациями. На Центральной Камчатке выделяются габбро-дунит-перидотитовая, габбро-сиенитовая и гранодиорит-диоритовая позднемеловые формации; последняя развита также и на Западной Камчатке.

Верхи верхнемеловых разрезов (маастрихт, местами и дат) Восточной Камчатки сложены кремнистыми сланцами, аргиллитами, спилитами, известняками (ветловская и хинхлонайская свиты). Дат-палеоценовые слои представлены преимущественно грубозернистыми терригенными породами, в которых значительную роль играют конгломераты и гравелиты (дроздовская и верещагинская свиты). Поэтому можно предполагать, что в дате — палеоцене геосинклинальный прогиб здесь испытал инверсию, и некоторое время восточная часть Камчатки испытывала орогенный режим развития. На Западной Камчатке верхнемеловые породы со стратиграфическим, местами угловым несогласием перекрываются мощными терригенными отложениями палеогена (тигильская серия), которые в настоящее время относятся к миогеосинклинальному комплексу. Таким образом, миогеосинклинальный режим здесь сохранился и в палеогеновое время.

Состав и строение верхнекайнозойских толщ Камчатки рассмотрены в работах Ю. Б. Гладенкова, В. И. Гречина, Ю. Н. Григоренко, В. К. Ротмана, О. И. Супруненко и др. В целом это вулканогенно-осадочные толщи, часто флишoidного строения. Почти повсеместно обнаружено угловое несогласие в основании кавранской серии (середина среднего миоцена), что отмечал еще И. Б. Пleshakov, выделивший в 1932 г. алеутскую фазу складчатости. Угловые несогласия устанавливаются также в середине верхнеплиоценовых отложений и нередко в основании воямпольской серии (низы олигоцена). Угловые несогласия обычно сопровождаются сменой отложений. Это дает основание выделить в кайнозойских образованиях п-ова Камчатки четыре формационных комплекса: палеоцен-эоценовый, олигоцен-среднемиоценовый, среднемиоцен-плиоценовый и верхнемиоцен-четвертичный (рис. 28).

На Западной Камчатке палеоцен-эоценовый комплекс выделяется в объеме тигильской и ковачинской серий. Эти серии представлены прибрежно-морскими, иногда пресноводно-континентальными терригенными породами (песчаники, алевролиты, аргиллиты, каменные угли, конгломераты). Они чаще всего амагматичны и могут относиться к миогеосинклинальным образованиям. Лишь в отдельных местах среди ковачинской серии имеются эффузивные породы (андезиты, реже базальты) и туфы.

Палеогеновые образования Центральной Камчатки, одновозрастные тигильской серии, представлены морскими образованиями густовской свиты, в которой значительную роль играют гравелиты и конгломераты, наземные вулканы, имеются известняки. По-видимому, это орогенные образования. На Восточной Камчатке на этом стратиграфическом уровне развиты осадочные и вулканогенные образования станиславской, кубовской, жупановской, тостовской, рифовской, баклановской и козловской свит общей мощностью 2000—3000 м. Они состоят из морских, относительно глубоководных образований, среди которых значительное место занимают кремнистые и известковые породы, а также базальты, андезитобазальты и их туфы. Наземно-пресноводные породы среди них не известны. Эти свиты могут быть объединены в эвгеосинклинальный формационный комплекс.

Верхнеолигоценовые образования Камчатки образуют с нижним миоценом единую толщу. На Западной Камчатке воямпольская серия (олигоцен — средний миоцен) имеет мощность до 2500 м. В ней чередуются морские и наземно-пресноводные формации. Первые преобладают в амининской, гаххинской, кулувенской, вивентекской свитах и состоят из аргиллитов, алевролитов, часто кремнистых (так называемых «окремненных») песчаников, кремней и опок, с которыми ассоциируют базальты, андезиты, туфы (в амининской свите они преобладают). Во вторых (утхолокская свита и ее возрастные аналоги) большую роль играют грубозернистые (конгломераты, гравелиты) и углистые породы (нередко угли).

Одновозрастные воямпольской серии образования Центральной Камчатки представлены анавгайской серией (вилючинская, кра-

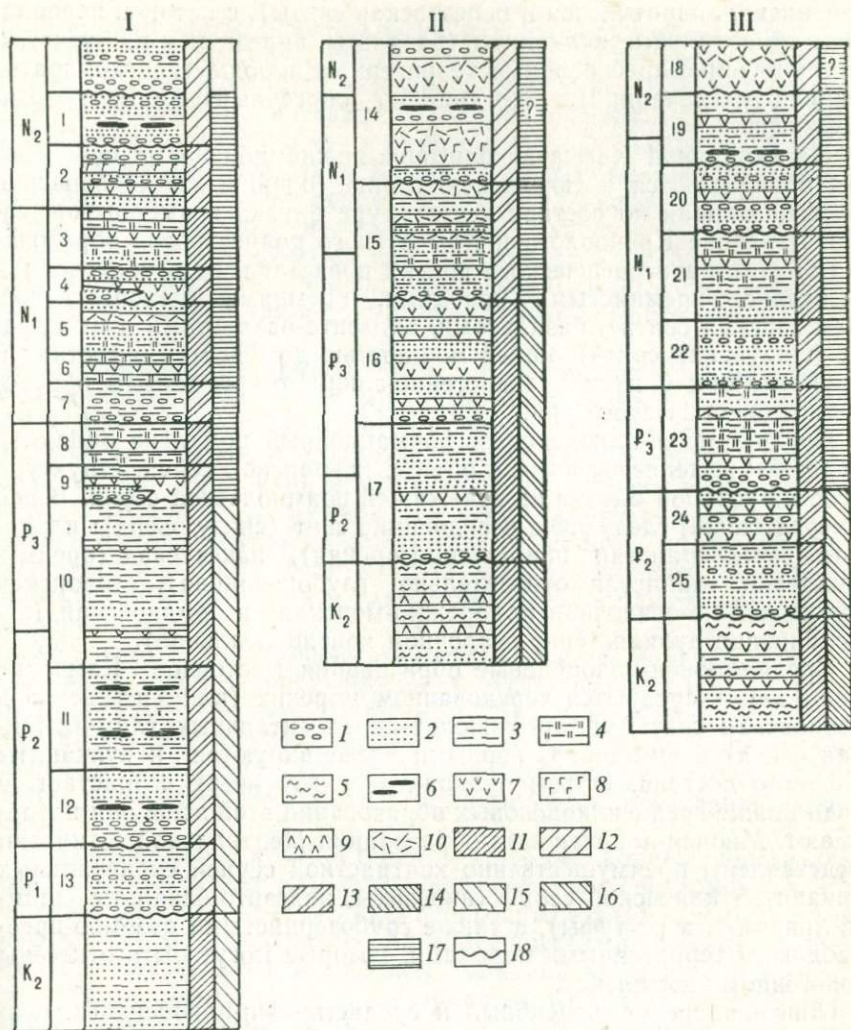


Рис. 28. Кайнозойские формационные комплексы Камчатки [16]

I — Западная Камчатка (Тигильский район). II — Центральная Камчатка (южная часть). III — Восточная Камчатка (без полуостровов). 1 — конгломераты, гравелиты; 2 — песчаники; 3 — алевролиты, аргиллиты, глинистые сланцы; 4 — кремнистые и опоковидные аргиллиты, опоки, спонголиты; 5 — яшмы, кремнистые сланцы; 6 — угли, лигниты; 7—10 — вулканиты (7 — базиты известково-щелочные, 8 — базиты щелочные, 9 — спилиты и диабазы, 10 — салитовые); 11—13 — тип отложений (11 — морские, 12 — наземно-пресноводные, 13 — морские и наземно-пресноводные); 14—17 — формационные комплексы (14 — эвгеосинклинальные, 15 — миогеосинклинальные, 16 — орогенные, 17 — переходные); 18 — несогласия. С в и т ы: 1 — эрмановская, 2 — вилочинская, 3 — какертская, 4 — ильинская, 5 — кулувенская, 6 — вивентекская, 7 — утхолокская, 8 — гакхинская, 9 — аманинская, 10 — ковачинская, 11 — снатольская, 12 — напанская, 13 — хулгунская, 14 — алнейская (серия), 15 — березовская, 16 — паратунская, 17 — вилочинская, 18 — щалинская и сторожевская, 19 — лимнимтенская, 20 — климентьевская и озерновская, 21 — оленинская, 22 — таловская, 23 — шипунская, 24 — жупановская, 25 — станиславская

пивнинская, паратунская и березовская свиты), в которой преобладают субаэральные вулканиды (базальты, андезиты и их туфы), а также наземно-пресноводные терригенные породы (конгломераты, гравелиты, песчаники). Это типично орогенный формационный комплекс.

На Восточной Камчатке олигоцен-нижнемиоценовые образования объединяются в тышевскую серию (оленинская и таловская свиты), которая по составу и структуре близка воямпольской серии. В районе Кроноцкого и Камчатского полуостровов образования этого стратиграфического уровня представлены глубоководными глинисто-кремнистыми породами, кремнями и спонголитами (чамжинская свита), базальтами, андезито-базальтами и их туфами (шипунская свита) общей мощностью до 800 м. По составу и структуре они близки вулканогенно-глинисто-кремнистым образованиям океанического дна.

Среднемиоцен-плиоценовый формационный комплекс Западной Камчатки выделяется нами в объеме кавранской серии, структура и состав которой близки ниже лежащей воямпольской серии. В ней отмечается [14] следующее чередование свит (снизу вверх): ильинская (грубозернистая прибрежно-морская), какертская (преимущественно глинистая относительно глубоководная), этолонская (вулканогенно-осадочная прибрежно-морская) и эрмановская (переслаивание вулканогенно-осадочной континентальной).

Среднемиоцен-плиоценовые образования Восточной Камчатки также характеризуются чередованием морских (климентьевская и озерновская свиты) и пресноводно-континентальных (лимнигентская свита) формаций. С первыми ассоциируются и вулканиды основного состава. Объем вулканидов снизу вверх возрастает, и среди ниже-среднеплиоценовых образований этой зоны они преобладают. Миоцен-плиоценовые образования Центральной Камчатки представлены преимущественно контрастной серией субаэральных вулканидов алнейской серии (андезиты, андезито-базальты, дациты, липариты и их туфы), а также грубозернистыми наземно-пресноводными терригенными породами, которые могут быть отнесены к орогенному комплексу.

Олигоцен-среднемиоценовый и среднемиоцен-плиоценовый осадочные формационные комплексы Западной и Восточной Камчатки характеризуются отчетливо выраженным флишоидным строением слагающих их формаций, особенно гакхинская и вивентекская свиты воямпольской серии, этолонская свита кавранской серии, богачевская серия. Поэтому эти подразделения Г. М. Власов относит к «туфогенному флишу». В указанных комплексах широко развиты кремнистые породы (кремнистые аргиллиты и алевролиты, опоки и диатомиты), особенно в богачевской и воямпольской сериях, оленинской и ольгинской свитах тышевской серии, гакхинской свите кавранской серии. Мощность пластов опок, по данным О. И. Супруненко и Е. Е. Карньюшиной достигает 15—20 м.

Вверх по разрезу кайнозойских отложений увеличивается роль наземно-пресноводных и грубозернистых пород, и в верхней части

эрмановской свиты (верхний плиоцен) они уже преобладают, т. е. усиливается «орогенный облик» осадочных формаций. Но вместе с тем увеличивается роль толеитовых базальтов, широко распространены глинисто-кремнистые формации, которые свидетельствуют о значительном углублении и расширении морских бассейнов.

Кайнозойские вулканиты Камчатки (андезиты, андезитобазальты, базальты) слагают основной объем алнейской и анавгайской серий, развиты также в воямпольской, тюшевской и кавранской сериях. Среди них имеются как морские, так и субаэральные образования. Последние преобладают на Центральной Камчатке, причем среди них широко распространены игнимбриты и туфолавы.

В олигоцен-среднемиоценовом и среднемиоцен-плиоценовом вулканических комплексах обнаружены как известково-щелочные, так и толеитовые разновидности. Последние шире развиты в тумрокской, щапинской и сторожевской свитах Восточной Камчатки, но в той или иной мере присутствуют и в других вулканических толщах. В целом это контрастные серии, в которых состав пород колеблется от дацитов до оливиновых базальтов, но преобладают известково-щелочные базиты. Для всех вулканитов характерны повышенная натриевость и глиноземистость, пониженная магnezиальность.

Кайнозойские плутонические ассоциации объединяются в габбро-диоритовую и эссексит-кринанитовую формации. Реже развиты миоценовые гранит-гранодиоритовая (Западная Камчатка) и диорит-плагиогранитная (Восточная Камчатка), а также палеогеновая габбровая (Восточная Камчатка) формации. Габброиды в них двупироксеновые, гранитоиды характеризуются повышенной глиноземистостью.

Вышеприведенная характеристика формационных комплексов п-ова Камчатка дает нам основание, согласно сделанному в предыдущем разделе определению «переходных» формационных комплексов, отнести к последним олигоцен-среднемиоценовый и среднемиоцен-плиоценовый комплексы Западной и Восточной Камчатки. Кайнозойские комплексы Центральной Камчатки могут быть отнесены к типу орогенных. Все докайнозойские формационные комплексы не обладают признаками «переходных». Они либо миогеосинклинальные (верхнемеловой комплекс Западной Камчатки), либо эвгеосинклинальные (все остальные докайнозойские комплексы).

Исходя из состава и структуры вышеохарактеризованных формационных комплексов, история геологического развития Камчатки кратко может быть представлена в следующем виде. До позднего мела на всей ее территории существовал эвгеосинклинальный режим. В раннем мелу, по-видимому, произошло обособление Западно-Камчатского и Восточно-Камчатского прогибов, причем второй охватывал и современную Центральную Камчатку. В позднем мелу прогибы развивались по-разному: первый в качестве миогеосинклинального, второй — эвгеосинклинального. В конце позднего

мела произошла инверсия эвгеосинклинального прогиба, и на территории современной Центральной Камчатки образовалось поднятие. В палеогене на Западной Камчатке продолжал развиваться многоэпизодный, а на Восточной Камчатке — эвгеосинклинальный прогибы, разделенные срединным орогенным поднятием. До этого времени ведущим процессом была сиализация гипергенной оболочки Земли.

С. Е. Апрельков, Г. М. Власов, М. С. Марков и В. Е. Ханн считают, что кайнозойские островодужные комплексы характеризуют продолжение геосинклинального режима. В то же время еще в 1968 г. В. К. Ротман указывал, что тектономагматическое развитие Камчатки в позднемеловое и позднекайнозойское время качественно различно. В последние годы об этом высказывается М. Н. Шапиро.

По нашим представлениям, смена типа геологического развития в олигоцене обусловлена главным образом тем, что на Западной и Восточной Камчатке одновременно с сиализацией стали проявляться процессы базификации, что фиксируется развитием глинисто-кремнистых толщ и вулканитов основного состава, среди которых увеличивается роль толеитов. Представления о том, что в неогеновое время на территории Камчатки происходит параллельное развитие, сочетание разнонаправленных процессов, придерживается также В. А. Ермаков. На основании данных о составе неогеновых вулканитов, структуре межгорных впадин и разломов он сделал вывод о наложении рифтогенеза на эпигеосинклинальный орогенез.

Учитывая площади развития «переходных» формационных комплексов, мы относим площади развития богачевской, тюшевской и ваямпольской серий к олигоцен-раннемиоценовой зоне сочленения Азиатского континента и Тихого океана в пределах п-ова Камчатка, к среднемиоцен-плиоценовой зоне сочленения — площади развития кавранской серии и одновозрастных свит Восточной Камчатки. Палеогеновые образования полуостровов Шипунского, Камчатского и Кроноцкого, представленные глинисто-кремнистыми породами, кремнями, спонголитами и толеитовыми базальтами, нами относятся к океаническим образованиям. Таким образом, в олигоцене — раннем миоцене западная граница океана проходила, вероятно, по восточному побережью Камчатки.

Корякское нагорье. В Корякском нагорье мезозойские образования близки одновозрастным породам Камчатки. На полуостровах Тайгонос и Кони имеются морские триасовые отложения, представленные глинистыми сланцами, алевролитами, песчаниками с прослоями туфов и туфобрекчий андезитов. Шире развиты юрские образования (наиболее полно в Пенжинском кряже), в составе которых морские песчаники, алевролиты, аргиллиты, конгломераты, туфиты. В среднеюрских отложениях встречаются (бассейн р. Анадыря) туфы андезитов. Верхнеюрские породы образуют с нижнемеловыми единый формационный комплекс, в котором кроме вышеперечисленных терригенных пород часто встречаются крем-

нистые и кремнисто-глинистые сланцы, а также измененные эффузивы основного состава. Если триас-среднеюрский формационный комплекс может быть отнесен к миогеосинклинальным, то верхнеюрско-раннемеловой — к эвгеосинклинальным.

Мезозойские интрузивные комплексы, прорывающие вулканогенно-терригенные толщи юры — раннего мела, развиты в Таловско-Майнском, Пекульнейском и Хатырском антиклинориях. По данным Г. Г. Қайгородцева, Ю. Б. Гладенкова и А. Ф. Михайлова, Пекульнейский раннемеловой комплекс представлен габбро, габбро-диоритами, габбро-норитами, оливковыми габбро, верлитами, лерцолитами, пироксенитами и дунитами. Основные породы преобладают над ультраосновными. В раннемеловом таловском комплексе, наоборот, гипербазиты преобладают над габброидами. С гарцбургитами, ортопироксенитами, дунитами, лерцолитами ассоциируются тела габбро-норитов, оливковых и роговообманковых габбро. Гранитоиды редки, встречаются в Пекульнейском хребте, реже в бассейне р. Хатырки в Понтонейских горах. Среди них преобладают плагиограниты, реже встречаются гранодиориты и кварцевые диориты.

Верхнемеловые отложения в Корякском нагорье имеют двух типов. В северо-западной части этой области (Пенжинская впадина) они представлены несогласно залегающей на верхнеюрско-нижнемеловых породах терригенной амагматичной толщей; преобладают прибрежно-морские образования, однако встречаются и пачки наземно-пресноводных угленосных отложений. Другой тип верхнемеловых разрезов развит в центральной и юго-восточной частях нагорья, где наряду с терригенными породами широко распространены яшмы, кремнистые сланцы, спилиты, диабазы, измененные базальты и андезитобазальты. Состав и строение этой толщи близки верхнемеловым образованиям Восточно-Сахалинских гор. Первый тип верхнемелового разреза — миогеосинклинальный, второй — эвгеосинклинальный.

Верхнемеловые интрузивные комплексы встречаются среди кремнисто-вулканогенных пород сенона и представлены габброидами, гипербазитами и гранитоидами. Первые и вторые парагенетически взаимосвязаны, нередко образуют также расслоенные плутоны (Гальмознанский, Сейнавский, Майно-Имланваямский массивы). В последних центральные части выполнены дунитами и верлитами, по периферии — клинопироксенитами. Самостоятельные тела габброидов чаще всего представлены роговообманковыми габбро. Тела габброидов и габбро-гипербазитов прорываются небольшими массивами гранитоидов (граниты, гранодиориты, плагиограниты, кварцевые диориты, диориты).

Кайнозойские образования Корякской складчатой системы повсеместно залегают на верхнемеловых с несогласием [12]. В Паропольской, Алькатваамской и Пенжинской структурно-фациальных зонах они начинаются с палеоцена, а в Олюторской и Опухско-Пекульнейской зонах — с олигоцена. Палеоценовые, эоценовые и нижнеолигоценые отложения, как правило, представлены только

терригенными наземно-пресноводными и прибрежно-морскими породами. Это преимущественно песчано-глинистые формации, в которых присутствуют углистые и псефитовые породы. Характерно ритмичное строение отдельных пачек. Мощность палеоцен-нижне-олигоценовых пород достигает 3000—4000 м. По составу и строению они близки одновозрастным толщам Камчатки (тигильская и ковачинская серии) и могут быть отнесены к миогеосинклинальным. Палеогеновые вулканиты (базальты, андезиты, дациты и их туфы) имеются только в Парапольской зоне (кинкильская и ливланская свиты). Это субаэральные образования, тяготеющие к наземно-пресноводным осадочным толщам.

Олигоцен-миоценовые образования в Олюторской зоне залегают несогласно на ватынской и вочвинской свитах верхнего мела, в Парапольской зоне — либо с несогласием на мезозойских породах, либо согласно на палеогеновой ковачинской серии. Это вулканогенно-кремнисто-терригенные толщи мощностью до 2500 м, в которых чередуются наземно-пресноводные и морские отложения. В первых часто встречаются углистые и грубозернистые породы. Они развиты в низах ильпинской свиты Олюторской зоны и в агликической и ирваямской свитах Парапольской зоны. В морских отложениях (верхи ильпинской свиты Олюторской зоны, велонлыкская и ратэгинская свиты Парапольской зоны) большую роль играют «окремненные» и «кварцитовидные и яшмовидные породы» (кремнистые аргиллиты и алевролиты), диатомиты, иногда встречаются спонголиты и опоки.

Вышележащие среднемиоцен-плиоценовые формации Олюторской структурно-фациальной зоны представлены только наземно-пресноводными породами (пахочинская и корфовская свиты). В Парапольской зоне среди среднемиоцен-плиоценовой толщи, мощностью до 1500 м, одновозрастной кавранской серии Камчатки, наземно-пресноводные образования (ильинская, этолонская и эрмановская свиты) переслаиваются с морскими (какертская свита), в которых часто встречаются кремнистые аргиллиты и диатомиты, имеются эффузивные породы. Близкий состав имеют миоцен-плиоценовые образования в районе Анадырского лимана. Здесь песчаники, кремнистые аргиллиты, диатомиты, эффузивы (андезиты, андезито-базальты, базальты и их туфы) залегают на терригенных породах анадырской свиты верхнего эоцена — олигоцена. Сходные формации развиты в Хатырской подзоне Опухско-Пекульнейской зоны. В остальных структурно-формационных зонах (Пенжинской, Алькатваамской и большей части Опухско-Пекульнейской) верхнекайнозойские (олигоцен-плиоценовые) формации состоят из терригенных, часто континентальных, пород и не содержат кремнистых и эффузивных образований.

Таким образом, в Корякской складчатой системе верхнекайнозойские (олигоцен-плиоценовые) образования можно разделить на два формационных комплекса: олигоцен-среднемиоценовый и среднемиоцен-плиоценовый. Состав и строение этих комплексов в пределах Корякского нагорья не одинаковы. В некоторых зонах они

обладают чертами как собственно геосинклинальных, так и орогенных комплексов, и поэтому исходя из принятых в этой работе принципов разделения формационных комплексов, помещаются нами в разряд переходных. Это относится к олигоцен-среднемиоценовому формационному комплексу Олюторской зоны, обоим комплексам Парапольской зоны и миоцен-плиоценовому комплексу Анадырской и Хатырской подзон Опухско-Пекульнейской зоны. Здесь среди осадочных образований указанных комплексов чередуются горизонты морских и наземно-пресноводных образований. Среди первых широко развиты опоки и кремнисто-глинистые породы типа кремнистых аргиллитов и алевролитов. К ним тяготеют эффузивные и пирокластические породы основного состава. Неогеновые вулканические породы по составу варьируют в широких пределах: от липаритов и дацитов до базальтов. Преобладают базиты, среди которых можно выделить как известково-щелочные, так и толеитовые разности. Химический состав всех вулканитов отличается повышенной глиноземистостью.

Кайнозойские интрузивные породы в Корякской складчатой системе получили ограниченное распространение. Чаще всего это небольшие субвулканические тела (штоки и лакколиты площадью 5—20 км², редко до 50 км², дайки мощностью 2—30 м), связанные с неогеновыми вулканитами. По составу они варьируют от габбро и долеритов до сиенито-диоритов и гранодиоритов. Палеогеновые интрузивы диоритов и габброидов обнаружены в верховьях рек Укэлаята, Ачайваяма, Анукаяма. Однако не исключен их миоценовый возраст. Неогеновые интрузивы чаще всего имеют диоритовый состав. С ними связаны кварцевые диориты и гранодиориты. В Рарыткинском и Пекульнейском хребтах, а также в бассейне р. Хатырки установлены интрузивы щелочных габброидов (тешенитов, кринанитов, мондонитов). В целом для кайнозойских интрузивных образований Корякского нагорья характерны преобладание пород среднего состава (диоритов), незначительная роль гранитоидов, присутствие щелочных габброидов и отсутствие гипербазитов, что свойственно зонам сочленения континента и океана.

По площадям развития переходных формационных комплексов на территории Корякского нагорья выделяются олигоцен-миоценовая и миоцен-плиоценовая зоны сочленения Азиатского континента и Тихого океана. Первая реконструируется в бассейнах рек Вывенки и Култушной, на мысе Ильпинском, вторая — в бассейне рек Таловки и Энынговаям, на побережье Берингова моря между устьями рек Хатырки и Алькатваам.

Чукотский полуостров. В Чукотской геосинклинально-складчатой области развиты преимущественно палеозойские и мезозойские образования. Допалеозойские породы имеются только на Охотском массиве. Почти повсеместно палеозойские и раннемезозойские отложения образуют единый формационный комплекс. Типично эвгеосинклинальные образования позднепалеозойского — раннемезозойского возраста имеются в Южно-Ануйской зоне. Здесь они представлены граувакками, яшмами, глинистыми сланцами, фил-

литами, хлоритовыми сланцами, известняками. Граувакко-кремнисто-глинистые группы формаций сопровождаются телами серпентинизированных гипербазитов, габброидов и плагиогранитов. Эвгеосинклинальные формации распространены также в Алазейско-Олойской зоне. Они сложены граувакковыми песчаниками, алевролитами, эффузивными породами, чаще кислого состава (липариты, трахидациты). В палеозойской толще встречаются базальты, кремнистые сланцы, известняки. Мезозойские интрузивные образования зоны представлены небольшими телами габбро и плагиогранитов.

Миогеосинклинальный палеозойско-нижнемезозойский формационный комплекс (верхоянский комплекс) сложен мощными глинисто-песчаниковыми формациями (от карбона до верхней юры). В Яно-Колымской зоне он подстилается нижнепалеозойскими (местами рифейскими) образованиями, среди которых доминируют известняки и доломиты (хр. Сетте-Дабан, Омудевское и Приколымское поднятия). Внешние части зоны, примыкающие к Сибирской платформе, отличаются от внутренних частей преобладанием терригенных мелководных пород (аркозовые песчаники и алевролиты) над глинистыми породами (кроме того, во внутренних частях зоны среди псаммитовых пород шире развиты граувакки).

Триасовые формации развиты также в Чукотской зоне (Чаунская и Анюйская подзоны), где представлены миогеосинклинальными песчано-глинистыми отложениями. Вулканиды основного состава получили ограниченное распространение в Анюйской подзоне. Среди песчаников преобладают граувакки, но присутствуют и аркозы. Триасовая интрузивная формация Чукотской зоны представлена силлами габбро-диабазов.

Более широкое распространение в Чукотской складчатой области получили юрско-нижнемеловые образования, которые могут быть объединены в эвгеосинклинальный и миогеосинклинальный формационные комплексы. Первый из них развит в Алазейско-Олойской зоне и представлен граувакковой, андезитовой и липарит-дацитовыми формациями, суммарной мощностью около 3000 м. Миогеосинклинальный формационный комплекс обнаружен в Яно-Колымской и Чукотской зонах; он представлен глинисто-песчаными отложениями.

На окраине Азиатского континента в пределах Чукотской складчатой области развит Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, сложенный меловыми наземными вулканитами (от базальтов до липаритов). Они относятся к известково-щелочному и щелочному типам (часто встречаются игнимбриты). Вулканические формации сопровождаются гранитоидными массивами, сложенными преимущественно калий-натровыми гранодиоритами и гранитами. К внешней (прибрежной) части пояса увеличивается роль плагиогранитов и тоналитов.

Верхнемеловые отложения распространены локально (бассейн Бол. Анюя) и представлены континентальными, часто угленосными образованиями. Мощность их достигает первых километров.

Кайнозойские образования в Чукотской складчатой области развиты еще более ограниченно.

Палеозойские и мезозойские образования Чукотской складчатой области являются эвгеосинклинальными, многоэосинклинальными или орогенными. Судя по широкому распространению аркозовых песчаников, гранитоидов и щелочных вулканитов, а также существованию среди складчатой области срединных массивов (Охотский), сложенных архейскими и рифейскими образованиями, геосинклинальные прогибы закладывались на древнем кристаллическом фундаменте. Исключением является Южно-Ануйская зона, где эвгеосинклиналь, возможно, развивалась на океаническом основании, судя по составу габбро-гипербазитовых ассоциаций и широкому развитию кремнистых пород типа яшм и радиоляритов. Формационных комплексов, которые бы сочетали в себе признаки геосинклинальных и орогенных, т. е. переходного типа, не отмечается. Таким образом, почти все палеозойские и мезозойские структурные элементы Чукотской складчатой области могут быть отнесены к континенту. Лишь в доюрское время можно предполагать океанические условия для Южно-Ануйской зоны.

В последние годы между эвгеосинклинальными и многоэосинклинальными зонами стали выделять вулканические геоантиклинали: Удско-Мургальскую и Уядинско-Ясачнинскую [38]. Их существование ранее предполагалось Е. Н. Меланхолиной. Эти вулканические геоантиклинали сложены грубозернистыми вулканогенно-осадочными породами и вулканитами контрастных серий, в которых преобладают основные и средние разновидности. По ряду признаков (известково-щелочной тип, присутствие толеитовых базальтов, повышенная натриевость) эти вулканиты близки неоген-четвертичным образованиям Большой Курильской гряды [38]. Если относить мезозойский комплекс указанных вулканических геоантиклиналей в разряд «островодужных», то не исключена возможность выделения одновозрастной этому комплексу зоны сочленения от континента к океану. Для решения этого вопроса необходимо дополнительное изучение мезозойских отложений в районах, соседних с вулканическими геоантиклиналями. Пока же вопрос о мезозойских «переходных» формационных комплексах Чукотки и соответственно зонах сочленения континента и океана остается открытым.

Японские острова. На Японских островах обнаружены образования возрастного диапазона от позднего докембрия до неогена и плейстоцена включительно, но наиболее широко распространены мезозойские и кайнозойские породы [47]. Триас имеет ограниченное распространение и чаще всего представлен наземно-пресноводными, реже морскими терригенными карбонатными отложениями. Нижне-среднеюрские образования чаще всего многоэосинклинальные (терригенные с прослоями известняков), среди верхнеюрских толщ преобладают эвгеосинклинальные вулканогенно-кремнистые (группа Сорати о-ва Хоккайдо, группа Симанто о-ва Хонсю и др.). Кремнистые породы представлены кремнистыми сланцами и яшма-

ми, среди эффузивных пород преобладают зеленокаменноизмененные толентовые базальты, спилиты и диабазы.

Верхнепалеозойские и мезозойские геосинклинальные комплексы Японских островов сформировались на древнем фундаменте, представленном гнейсами и кристаллическими сланцами. Радиологический возраст этих пород колеблется от 170—330 млн. лет до 1500—1700 млн. лет [45]. Гальки гнейсов и сланцев обнаружены в пермских конгломератах. Наиболее древними, докембрийскими, образованиями считаются метаморфические комплексы Хида, Абакума, Тэрано, Хиго и Комори, а также граниты поясов Митаки и Миянохара.

На о-ве Хоккайдо нижнемезозойские и верхнепалеозойские отложения образуют единый формационный комплекс без крупных несогласий и перерывов — надгруппу Хидака [10].

Весь комплекс, от верхнего палеозоя до нижнего мела включительно, сложен породами, образовавшимися в условиях глубоководного морского бассейна, что доказывается широким развитием радиоляритов и других пелагических пород. Нижняя часть этого комплекса (группа Наканогава), как и на Восточном Сахалине, метаморфизована в зеленосланцевой и амфиболитовой фациях (зона Камуикотан), либо превращена в биотитовые и другие полосчатые гнейсы и мигматиты (зона Хидака). Более высокие стратиграфические горизонты (группа Камуи и Сорати) сходны с образованиями далдаганской и набильской серий Сахалина. Здесь развиты спилит-диабазовая, кремнисто-глинистая и граувакко-глинистая формации. Общая мощность комплекса достигает 9—10 км.

Среди раннемезозойских plutонических пород на островах Хоккайдо и Хонсю развиты габброиды и серпентинизированные гипербазиты. Из габброидов преобладают роговообманковые габбро и нориты, из гипербазитов — дуниты и гарцбургиты. Гранитоиды редки (чаще всего плагиограниты). Габбро-гипербазитовые массивы, в частности, обнаружены на поднятии Камуикотан и в антиклинории Хидака на о-ве Хоккайдо (в районах Хараконая и Асахигавы). Внутри них встречаются горизонты с чередованием дунитов, перидотитов и оливиновых габбро (массив Поросири). Нередко габброиды превращены в амфиболиты.

Меловые отложения широко распространены на всех островах Японии. Мощность их достигает 8—10 км. Чаще всего это морские миогеосинклинальные образования, представленные переслаиванием, часто флишоидным, песчаников, алевролитов, аргиллитов, среди которых встречаются прослой конгломератов, гравелитов, кислых туфов. На юге о-ва Хонсю, островах Кюсю и Сикоку развиты также линзы известняков; реже встречаются наземно-пресноводные толщи (главный пояс Хонсю).

На о-ве Хоккайдо верхнемеловые породы объединяются [10] в группу Эдзо мощностью 5000—6000 м. По составу и структуре они аналогичны верхнемеловому формационному комплексу Западно-Сахалинских гор. Это флишоидное переслаивание аргиллитов, алевролитов и песчаников с отдельными пластами конгломератов и ту-

фов, дацитового, риолитового, реже андезитового составов. Нижние члены группы Эдзо, имеющие возраст апт — альб, местами залегают согласно на отложениях группы Сорати (верхняя юра, и, возможно, неоком).

Своеобразны верхнемеловые — палеоценовые отложения Восточного Хоккайдо (группа Немуро), среди которых имеются базальты, андезиты, липариты, а в верхах разреза появляются кремнистые аргиллиты и алевролиты, ассоциирующиеся с трахибазальтами и трахиандезитами. Эти образования близки меловой толще Малой Курильской гряды и могут быть отнесены в разряд эвгеосинклинальных. Позднемезозойские plutонические образования представлены гранитоидными (гранодиориты, граниты, кварцевые диориты) и габбро-гипербазитовыми телами. Последние широко развиты на о-ве Хоккайдо. Это либо дифференцированные («расслоенные») многофазные массивы, либо преимущественно «альпийнотипные» гипербазитовые линзы, состоящие из серпентизированных гарцбургитов и дунитов.

Дислоцированность верхнемеловых образований повсеместно значительно отличается от более древних толщ. На многих островах в основании верхнемеловых отложений отмечается угловое несогласие. Поэтому можно сделать вывод, что на территории Японских островов позднемеловые прогибы закладывались на консолидированном предпозднемеловыми тектоническими движениями складчатом основании. Эти прогибы развивались, как правило, по типу миогеосинклинальных, и лишь на Северо-Восточном Хоккайдо существовал эвгеосинклинальный прогиб, единый с прогибом Малой Курильской гряды. В юго-западной части Хоккайдо он, по-видимому, смыкался с миогеосинклинальным прогибом Центрального Хоккайдо.

Кайнозойские отложения Японских островов хорошо изучены. Среди палеогеновых толщ преобладают флишеподобные геосинклинальные отложения (северо-запад Хоккайдо, южная часть о-ва Сикоку и о-ва Хонсю), которые несогласно перекрывают породы верхнего мела. В них нередки наземно-пресноводные угленосные слои. В северо-западной части о-ва Хоккайдо палеогеновые образования (группа Исикари), также как на Западном Сахалине, по составу и структуре близки верхнемеловым. Повсеместно поля развития палеогеновых толщ амагматичны.

Во внешней зоне Японской островной дуги (притихоокеанская часть Хоккайдо, Хонсю, Сикоку) палеогеновые отложения отсутствуют, что свидетельствует о существовании здесь суши и области размыва. Массивы суши палеогенового времени, по-видимому, объединяли восточную часть Японских островов, Большую Курильскую гряду, Восточный Сахалин и дно Охотского моря.

Начиная с олигоцена, характер кайнозойских отложений на Японских островах меняется: появляются вулканиты и кремнистые породы. Мощность олигоцен-неогеновых отложений достигает 10—12 км (о-в Хоккайдо и северо-восток о-ва Хонсю); среди них имеется два типа (рис. 29). Первый из них часто называется зоной

«зеленых туфов» [10], которая охватывает внутренний пояс Японских островов, в том числе юго-западную часть о-ва Хоккайдо. Этот тип разреза характеризуется широким развитием вулканитов и чередованием грубозернистых мелководных, часто угленосных, слоев с горизонтами относительно мелководных тонкозернистых

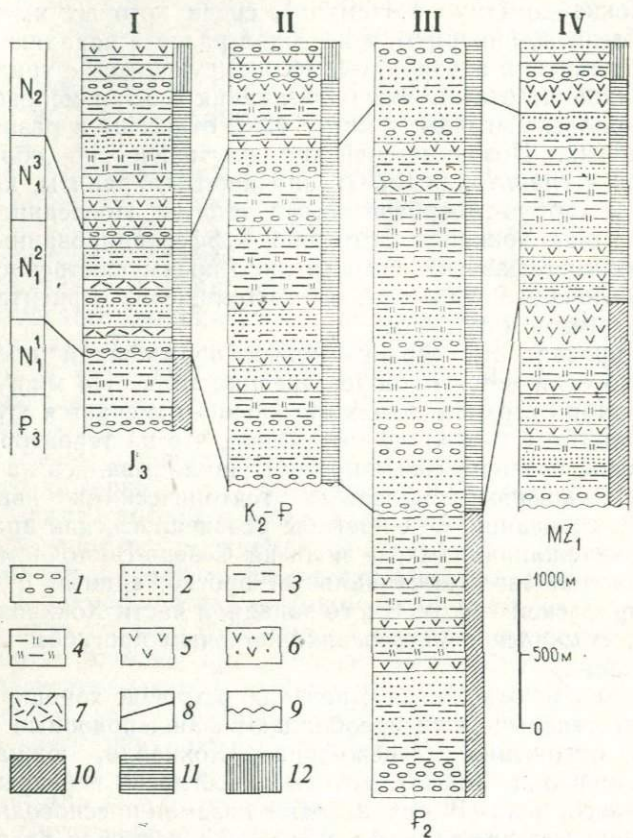


Рис. 29. Позднекайнозойские формационные комплексы о-ва Хоккайдо [10]

I — Абасири, II — Хомбецу-Ацунай, III — Мицуси, IV — Куннуи-Сэтана. 1 — конгломераты, гравелиты; 2 — песчаники; 3 — аргиллиты и алевролиты; 4 — кремнистые аргиллиты, опоки; 5 — вулканические породы основного и среднего состава; 6 — туфы основного и среднего состава; 7 — вулканиты кислого состава; 8 — линии возрастной корреляции; 9 — поверхности несогласий; 10 — олигоцен-раннемиоценовый комплекс; 11 — среднемиоцен-раннеплиоценовый комплекс; 12 — верхнеплиоцен-четвертичные образования

пород, среди которых большую роль играют кремнистые аргиллиты и алевролиты, опоки, диатомиты. Грубозернистые слои чаще встречаются в ярусах Дайсима, Оннагава и Сибикава, а кремнисто-глинистые — в ярусах Нисюга, Нисикурсава, Фунакава и Киты-аура [45].

Неогеновые вулканиты в таком типе разреза представлены контрастными сериями, в которых имеются породы от дацитов и рио-

литов до базальтов. Преобладают, однако, базиты (андезито-базальты и базальты). Все они, как правило, пропилитизированы. В петрохимическом отношении большинство из них относится к известково-щелочному (высокоглиноземистому) типу, хотя нередко толеитовые и субщелочные вулканы. Такой петрохимической зональности, какая была отмечена Х. Куно в 1970 г. для четвертичных базальтов Японии (смена с востока на запад толеитов высокоглиноземистыми, а затем щелочными оливниновыми базальтами), для неогеновых вулкаников не обнаруживается [14]. По соотношению тех или иных вулканических пород среди зоны «зеленых туфов» могут быть выделены андезит-базальтовая, риолит-дацитовая, дацит-андезитовая, трахиандезитовая формации. На трех стратиграфических уровнях (олигоцен-нижнемиоценовом, среднемиоцен-нижнеплиоценовом и плиоцен-четвертичном) отмечается смена снизу вверх салитов базитовыми вулканиками.

С вулканиками в зоне «зеленых туфов» ассоциируются интрузивы габбро-диорит-плагногранитной ассоциации. В одних плутонах преобладают гранитоиды, в других — габбро и диориты. Имеются также небольшие тела «щелочной формации Круго-Японского моря» (о-ва Оки, районы Такакусиями и Сидзукава на о-ве Хонсю), выделенной Т. Томита еще в 1935 г. Они ассоциируются с вулканиками трахиандезитовой формации.

Чередование морских, относительно глубоководных и наземно-пресноводных, часто угленосных образований, значительная роль кремнистых пород, широкое развитие базитов, нередко толеитового типа, наряду с салитовыми вулканиками позволяют отнести охарактеризованный тип разреза неогеновых толщ к переходным формационным комплексам. Поверхность углового несогласия в основании яруса Нисикурсава (средний миоцен), по нашему мнению, разделяет два таких формационных комплекса: олигоцен-нижнемиоценовый и среднемиоцен-плиоценовый.

Иной тип разреза неогеновых отложений отмечается во внешнем поясе северо-восточной части островов Японского архипелага. Это мощные молассоидные толщи, в которых большую роль играют грубозернистые породы, чередуются прибрежно-морские и пресноводные отложения с прослоями углистых пород, вулканики отсутствуют (имеются лишь немногочисленные прослои туфов и туффитов). Характерно, что состав галек и распределение конгломератов в этой зоне указывают на поступление части материала из районов, в настоящее время находящихся под водами Японского моря [10]. Этот тип разреза развит в центральной части о-ва Хоккайдо, восточной части о-вов Рюкю и на Тихоокеанском побережье островов Хонсю, Сикоку и Кюсю. Это типично орогенные образования, которые подстилаются либо миогеосинклинальным верхнемеловым, либо эвгеосинклинальным верхнепалеозойским — нижнемеловым комплексами. Такие зоны, в соответствии с принятыми в данной работе определениями, относятся к континентальным.

На основании реконструкции истории геологического развития Японских островов установлено, что значительная часть охарактер-

ризованных формационных комплексов современной территории, в том числе и всего о-ва Хоккайдо, в допозднемеловое время была охвачена эвгеосинклиналями, которые в раннем мелу испытали инверсию на многих участках (например, в центральной части о-ва Хоккайдо), после чего здесь существовал орогенный режим. В западной части о-ва Хоккайдо с раннего мела геосинклиальный режим стал развиваться по типу миеосинклиального. И лишь в юго-восточной части о-ва Хоккайдо в позднем мелу сохранился эвгеосинклиальный режим. В палеоцене — эоцене почти вся современная территория Японских островов находилась на орогенном этапе развития. Только в Исикари-Западно-Сахалинском прогибе продолжалось миеосинклиальное осадконакопление. Отсюда можно сделать вывод, что в палеозое, мезозое и палеогене происходила синализация гипергенной оболочки Земли, о чем свидетельствуют широко развитые гранитоиды и вулканиты кислого состава, более ярко выраженный орогенный облик осадочных формаций, метаморфизм геосинклиальных толщ. Геосинклиальные прогибы формировались на континентальном основании и поступательно смещались в сторону океана, западная граница которого, по-видимому, располагалась восточнее современных Японских островов.

С конца олигоцена — начала раннего миоцена геологическое развитие внутренней (юго-западной) и внешней (северо-восточной) зон дуги Японских островов существенно различалось. Если в первой из них продолжалась возрастающая синализация, то во второй происходит увеличение роли вулканитов основного состава и образование геосинклиналей с относительно глубоководными глинисто-кремнистыми толщами. На месте континентальной суши образуется впадина Японского моря с глубоководной котловиной. На протяжении большей части плиоцена и раннего плиоцена Японское море, по-видимому, соединялось с Тихим океаном, хотя между ними были значительные участки суши с континентальным типом строения. И лишь в позднем плиоцене в результате поднятий территории современных Японских островов Японское море было изолировано от океана.

Таким образом, во внешней зоне Японской островной дуги с позднего олигоцена — раннего миоцена реконструируются эндогенные процессы синализации и базификации гипергенной оболочки Земли. Это привело к формированию принципиально нового структурного элемента — зоны сочленения континента и океана. Площади распространения этой зоны для олигоцен-раннемиоценового и среднемиоцен-раннеплиоценового времени соответствуют площадям развития разновозрастных «переходных» формационных комплексов. Можно отметить расширение среднемиоцен-плиоценовой зоны сочленения континента и океана по сравнению с олигоцен-раннемиоценовой зоной.

Острова Филиппинского архипелага обычно рассматриваются как система двух островных дуг, разделенных глубинным разломом [50], который протягивается от средней части о-ва Лусон через острова Масбате и Лейте до восточной части о-ва Минданао. Од-

нако состав и строение докайнозойских комплексов обеих дуг близко. Они заложены на палеозойско-мезозойском фундаменте, состоящем из метаморфического комплекса, офиолитов и флишевых формаций. Метаморфический комплекс представлен кварц-полевошпатовыми и эпидот-хлоритовыми сланцами, филлитами, кварцитами и амфиболитами. Он прорван серпентинитами, габброндами, кварцевыми монцонитами и гранодиоритами [49].

В конце палеозоя значительная часть архипелага представляла собой область сноса, которая поставляла материал для мезозойских прогибов. Триас-юрские геосинклинальные толщи известны в юго-восточной части о-ва Минданао, на северо-востоке о-ва Самар и востоке о-ва Лусон. Это кремнисто-глинисто-спилитовые эвгеосинклинальные толщи, интенсивно дислоцированные, нередко метаморфизованные в зеленосланцевой фации. Позднеюрские — раннемеловые формации представлены граувакками, глинистыми сланцами, спилитами, базальтами, кремнистыми породами, т. е. также эвгеосинклинальными образованиями. Они прорваны интрузивами перидотитов, габбро-норитов, диабазов и кварцевых диоритов. Раннемеловые перидотитовые тела зафиксированы на островах Палаван, Лусон, Миндоро, Минданао и др. Крупный (около 1500 км²) массив гипербазитов обнаружен в антиклинории восточного побережья о-ва Лусон. К середине мела приурочена дифференциация геосинклинального прогиба: на северо-востоке продолжали накапливаться кремнисто-спилитовые толщи эвгеосинклинального типа (с эффузивами базальтов), а на юго-западе (острова Палаван и Миндоро) отлагались только терригенные породы (песчаники, аргиллиты, конгломераты) с прослоями известняков (миогеосинклинальный комплекс).

Кайнозойские образования на Филиппинском архипелаге охватывают 50—60 % территории. Палеогеновые отложения чаще всего залегают на меловых породах несогласно, причем палеоценовые осадки не установлены. Состав и строение эоцен-олигоценовых толщ, по данным В. А. Швольмана, не отличается большим разнообразием. В восточной островной дуге они залегают несогласно на домеловом кристаллическом фундаменте. Чаще всего это эвгеосинклинальные образования мощностью до 1000 м, среди которых развиты аспидные и кремнистые сланцы, рассланцованные черные известняки, плотные граувакки и конгломераты, а также измененные вулканические породы (северо-западная часть о-ва Минданао, юго-восточная часть о-ва Лусон). Такие породы нередко включаются в домиоценовый кристаллический фундамент островной дуги. Реже палеоген представлен массивными известняками (бухта Пухада и мыс Ламиган на о-ве Минданао). В западной островной дуге эоцен-олигоценовая толща сходна с верхнемеловой. Это также кремнистые и глинистые сланцы, известняки, спилиты (острова Бангей, Палаван и др.).

Различия неогеновых комплексов восточной и западной островных дуг Филиппин также незначительны [43]. В первой из них шире развиты вулканы и более активен современный вулканизм.

Можно выделить два типа неогеновых формационных комплексов. Первый тип (впадина Кагаян о-ва Лусон и впадины Агусан, Давао и Котабато о-ва Минданао) характеризуется большой мощностью (до 8000—9000 м), чередованием вулканогенно-осадочных морских и преимущественно терригенных наземно-пресноводных толщ. В комплексе преобладают морские отложения, в которых переслаиваются глинистые сланцы, граувакки, известняки, известковистые аргиллиты. Наземно-пресноводные образования представлены угленосными алевролитами, аргиллитами, песчаниками и конгломератами (формация Давао).

В целом строение такого типа разреза флишоидное, регрессивное, снизу вверх увеличивается роль грубообломочных пород, которые наиболее широко распространены в плиоценовых отложениях. Среди обломочных пород отмечаются как граувакки, так и аркозы, однако первые преобладают, в то время как в палеогене шире развиты аркозы. Во многих местах зафиксированы резкие фациальные замещения тонкозернистых пород грубозернистыми.

Характерно, что в неогене на о-вах Филиппинского архипелага не обнаружены кремнистые породы типа опок, диатомитов, кремнистых аргиллитов. Их место здесь занимают пелагические известняки, роль которых значительна, особенно в нижнем миоцене (рис. 30). Глубоководный характер известняков фаунистически обоснован. Это отличие от более северных регионов (Японские острова, о-в Сахалин, Курильские острова), возможно, связано с климатическими факторами.

Вулканиты встречаются по всему разрезу, но наибольшее развитие они получили в нижнем миоцене (формация Думатата) в среднем — верхнем миоцене (серия Барили) и в плиоцене (серия Хубай). На о-ве Гуам они слагают основную часть всего неогенового разреза (формация Джанум). Среди вулканитов преобладают андезиты и андезито-базальты, однако развиты также дациты, а местами и риолиты (о-в Сайпан). Базиты подразделяются на толеитовые, субщелочные и известково-щелочные. Из интрузивных кайнозойских пород отмечаются верхнеолигоценные кварцевые диориты и миоценовые габбро. Кайнозойских гранитоидов на о-вах Филиппинского архипелага не установлено.

Учитывая состав и строение неогеновых толщ, заметную роль среди глубоководных пород (наряду с наземно-пресноводными), широкое распространение базитовых известково-щелочных и толеитовых, а также кислых вулканитов, поля развития такого типа разрезов мы относим к зоне сочленения континента и океана (рис. 31).

Другой тип неогеновых толщ, который отмечается только в западной островной дуге (острова Себу и Палаван), представлен относительно маломощными, до 1000—1500 м, песчано-глинисто-карбонатными отложениями, в которых преобладают мелководные осадки, а вулканические продукты практически отсутствуют. Среди песчаников преобладают аркозы. Такой неогеновый комплекс тяготеет, как правило, к выступам кристаллических пород фундамента. Пликативные дислокации здесь пологие, и лишь вблизи разломов

углы падения крыльев складок достигают 30—40° и даже 60°. Поля развития такого комплекса можно отнести к континентальной зоне, вместе с антиклиналями островов Палаван, Минданао, Миндоро, Лусон, Самар, где часто встречаются палеозойские и мезозойские

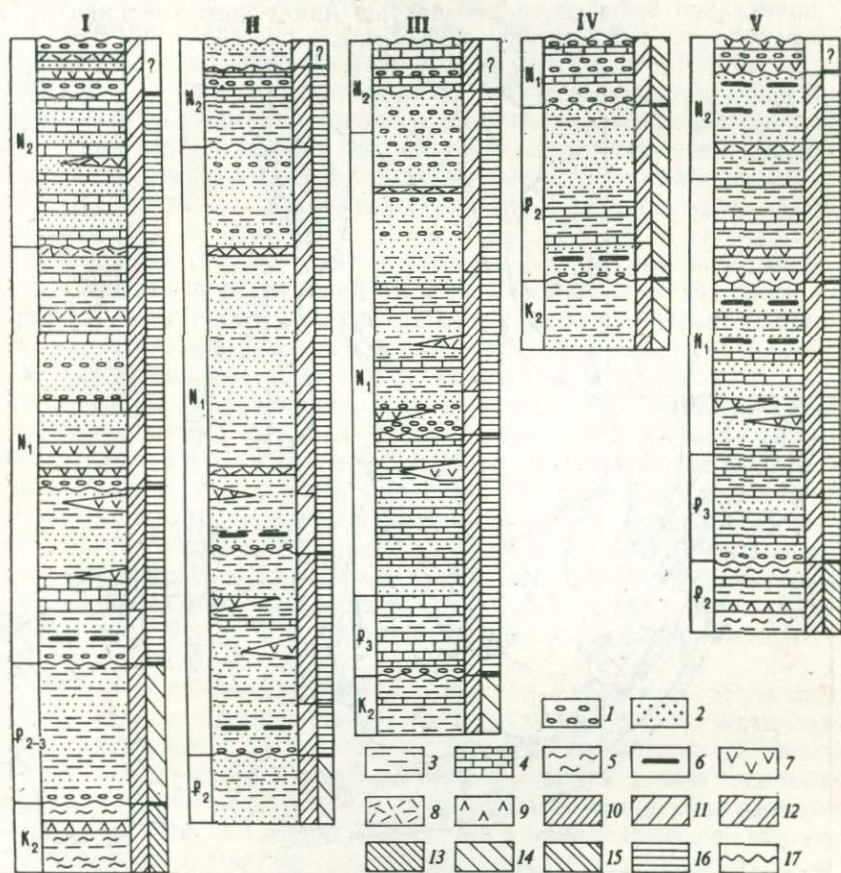


Рис. 30. Кайнозойские образования Малайского архипелага, островов Филиппинского архипелага и о-ва Новая Гвинея. По Ван-Беммелену (1957 г.)

I — юго-западная часть о-ва Лусон, II — о-в Ниас, III — западная часть о-ва Сулавеси, IV — западная часть о-ва Калимантан, V — о-в Новая Гвинея (верховье р. Дигул). 1 — песчитовые породы; 2 — песчаники; 3 — глинистые породы (аргиллиты и алевролиты); 4 — известняки и мергели; 5 — кремнистые сланцы; 6 — угли; 7 — базитовые вулканиты; 8 — салистовые вулканиты; 9 — спилиты и диабазы; 10—12 — тип отложений (10 — морские, 11 — наземно-пресноводные, 12 — морские и наземно-пресноводные); 13—16 — формационные комплексы (13 — эвгеосинклинальные, 14 — мюгеосинклинальные, 15 — орогенные, 16 — переходные); 17 — поверхности несогласий

складчатые комплексы и блоки древнего докембрийского фундамента.

На основании анализа формационных комплексов о-вов Филиппинского архипелага в истории геологического развития региона можно выделить два этапа. В первый (домиоценовый) происходит

ли развитие эв- и миогеосинклиналей, затем их инверсия, метаморфизм геосинклинальных толщ и горообразование, т. е. сиализация гипергенной оболочки Земли. Большая часть территории современных островов Филиппинского архипелага до палеогена включительно была составной частью Азиатского континента. Па-

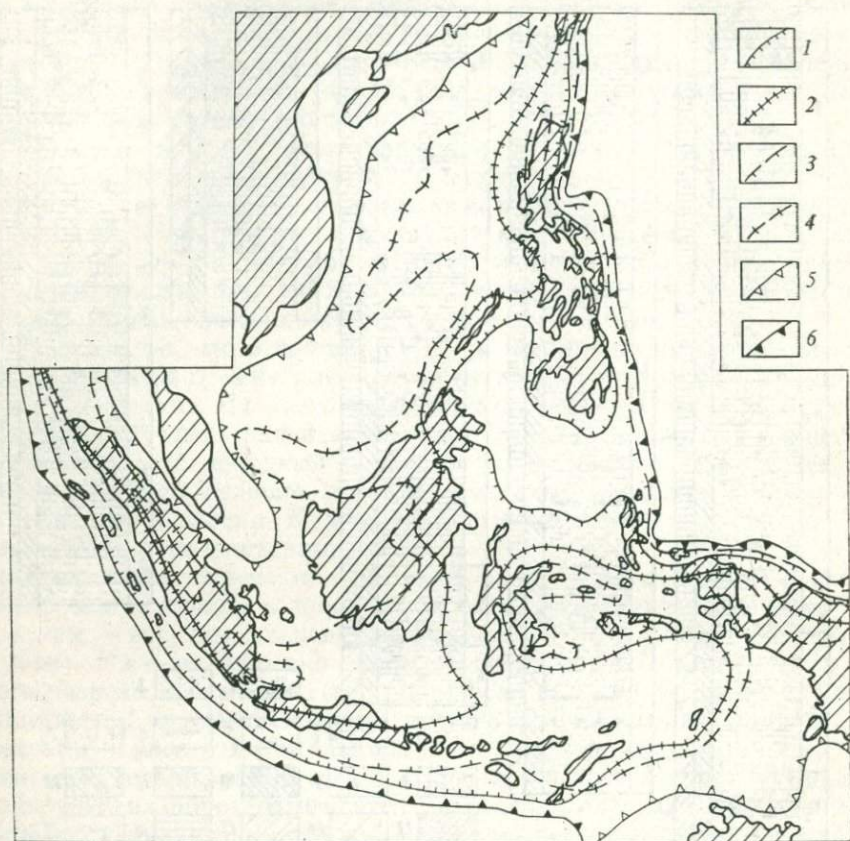


Рис. 31. Зоны сочленения континента и океана на островах Филиппинского архипелага, малайского архипелага, о-ва Новая Гвинея и на окружающих акваториях

1—2 — границы миоценовой зоны сочленения (1 — с океанами, 2 — с континентами); 3—4 — границы плиоценовой зоны сочленения (3 — с океанами, 4 — с континентами); 5—6 — современные границы зоны сочленения по геофизическим данным (5 — с континентами, 6 — с океанами)

леогеографические реконструкции [46] позволили предположить, что на месте Южно-Китайского моря, моря Сулу и Филиппинской котловины в докайнозойское время, существовали обширные участки суши. Это доказывается распределением грубообломочных фаций и аркозовых песчаников. Таким образом, эти моря и Филиппинская котловина — сравнительно молодые, образованные на месте консолидированных участков суши. С конца олигоцена — начала

раннего миоцена усиливается тектоническая активность, происходят обширные трансгрессии моря с периодическими регрессиями, проявляется мощный вулканизм, образуются глубоководные котловины. И с этого времени формируется зона сочленения континента и океана.

Малайский архипелаг и о-в Новая Гвинея. Наиболее древними образованиями островов Малайского архипелага, очевидно, являются кристаллические сланцы, ортогнейсы и граниты островов Калимантан и Суматры, но доказательства их докембрийского возраста отсутствуют. Самые древние фаунистически обоснованные образования региона — верхнесилурийские известняки о-ва Новая Гвинея и нижнедевонские метаморфические сланцы о-ва Калимантан.

Мезозойские образования в этом регионе, по данным И. В. Архипова, широко представлены на островах Калимантан, Сулавеси и Новая Гвинея [48]. Триасовые и юрские отложения здесь эвгеосинклинальные, представлены кремнистыми и глинистыми сланцами, аргиллитами, песчаниками, известняками и эффузивными породами (спилитами, диабазами, базальтами). В триасе преобладают терригенные, а в юре — вулканогенно-осадочные породы. Значительных несогласий внутри триас-нижнемеловых толщ не устанавливается. Чаще всего предполагается согласное залегание мезозойских и верхнепалеозойских образований (лишь на севере Суматры возможно несогласное залегание триасовых глинистых сланцев на пермских отложениях). Для мезозойских образований в целом характерны присутствие офиолитов, значительная метаморфизация пород и интенсивная дислоцированность, вплоть до изоклинальных складок.

Меловые образования наиболее широко развиты на Западном Калимантане, где представлены морскими, относительно мелководными, терригенными, реже карбонатными отложениями [2]. Мощность их достигает 2000—3000 м. Они относятся к миегосинклинальным образованиям. На о-ве Тимор, Северном и Центральном Калимантане меловые толщи имеют иной характер. Здесь наряду с терригенными породами (глинистые сланцы и граувакки) и известняками часто встречаются глубоководные кремнистые породы с радиоляриями, а также вулканиты основного состава (спилиты и диабазы). Они объединяются в «формацию Данау» мощностью в несколько километров. Это типично эвгеосинклинальные образования.

Мезозойские плутонические образования широко представлены офиолитовыми ассоциациями: юрско-меловой пояс Мератус — Бабарис Юго-Восточного Калимантана, мел-палеогеновый пояс Джилетух на о-ве Ява и др. Цепочки гипербазитов и габброидов могут быть прослежены на расстоянии 9000 км от о-ва Лусон (о-ва Филиппинского архипелага) через острова Калимантан, Сулавеси, Новая Гвинея до северной части островов Новой Зеландии. На о-ве Новая Гвинея имеются два габбро-гипербазитовых пояса позднемелового — олигоценового возраста. Кроме офиолитов, во

многих местах региона известны юрско-меловые плагиограниты и триасовые биотитовые и биотит-роговообманковые граниты, адаметлиты и гранодиориты.

Среди палеогеновых образований, по материалам Ван Беммелена [5], можно выделить три типа формационных комплексов. Первый из них представлен маломощными и слабо дислоцированными наземно-пресноводными и прибрежно-морскими отложениями, залегающими несогласно на верхнемеловых образованиях. Преобладают грубозернистые терригенные породы, но встречаются и известняки. Этот комплекс развит в межгорных впадинах центральной части о-ва Суматры, о-ва Новой Гвинеи, в западной и центральной частях о-ва Калимантан. Это типично орогенные образования.

Второй тип палеогенового формационного комплекса сложен мощными (до 8000—11 000 м), исключительно морскими, преимущественно песчано-глинистыми отложениями, нередко с мергелями и известняками. Наземно-пресноводные образования (конгломераты, углистые алевролиты) встречаются редко. Иногда отмечаются прослои туфов и лав дацитового состава. Комплекс интенсивно дислоцирован, залегает на верхнемеловых образованиях либо согласен, либо со стратиграфическим несогласием, имеет флишвидное строение и может быть отнесен к миогеосинклинальному типу. Он характерен для стратиграфических разрезов Южного и Восточного Калимантана, о-ва Тимор, о-ва Серам.

Наконец, третий тип палеогеновых толщ (мощностью до 9000 м) отмечается в восточной части Новой Гвинеи, в Северном и Северо-Восточном Калимантане. Низы палеогена здесь представлены эвгеосинклинальными вулканогенно-кремнисто-глинистыми образованиями, которые составляют единую серию с верхнемеловыми породами. Вулканыты в них представлены спилитами, диабазами, реже туфами основного состава. Встречаются известняки и мергели. Низы палеогена сопровождаются офиолитами. Выше по разрезу они сменяются преимущественно песчано-глинистыми флишвидными толщами с прослоями мергелей, известняков, кремнистых пород, туфов и лав основного состава. Внутри этих сероцветных толщ отмечаются, особенно в эоцене, наземно-пресноводные слои с конгломератами и углистыми породами. Локальное развитие в таких слоях получили красноцветные породы с незначительными соляными залежами. Нижняя часть такой толщи палеогена может относиться к эвгеосинклинальным образованиям. Верхняя часть палеогена может трактоваться двояко: либо как особый миогеосинклинальный комплекс, либо как переходный, обладающий чертами как собственно геосинклинального, так и орогенного.

Более широко на островах Малайского архипелага и о-ве Новая Гвинея развиты неогеновые образования (см. рис. 30), мощность которых достигает 5—8 км и более. Они, как правило, образуют единую толщу с верхним олигоценем, которая залегает на более древних породах несогласно. Чаще всего неоген представлен [14] вулканогенно-карбонатно-терригенными толщами, в которых чере-

дуются морские и пресноводно-континентальные слои (первые преобладают в миоцене, вторые шире развиты в плиоцене). Везде в неогеновых отложениях заметную роль играют глубоководные карбонатные породы (известняки и мергели), которые, как и на островах Филиппинского архипелага, заменяют кремнистые породы более северных регионов. Завершается разрез плиоцена слабо дислоцированными наземно-пресноводными осадками (формация Верхний Палембанс на о-ве Суматра). Характерны флишеидное строение терригенных слоев, резко выраженная фациальная изменчивость и значительные колебания мощностей. Так, по данным И. В. Архипова, от п-ова Манкалихат до бассейна р. Барито мощность неогеновых пород изменяется от нескольких сотен метров до 1500 м. В миоцене Северного прогиба о-ва Новая Гвинея количество известняков к северу заметно увеличивается, а в плиоцене Южного прогиба к востоку повышается роль кремнистых пород.

Вулканические породы неогена Малайского архипелага и о-ва Новая Гвинея представлены лавами и туфами андезито-базальтов, андезитов, базальтов, дацитов и риолитов, однако базиты преобладают. Вулканическая деятельность фактически не прекращалась в течение всего кайнозоя, но максимальная их интенсивность отмечается для олигоцена, раннего миоцена, позднего плиоцена и четвертичного времени.

По составу и структуре неогеновые образования близки так называемым «островодужным комплексам», для которых характерны субэаральный характер контрастных серий вулканитов при преобладании основных пород, ассоциация известково-щелочных и толентовых базитов, присутствие игнимбригов. Местами (зона Лунар на Калимантане) толентовые базальты преобладают над известково-щелочными [44]. Лавы щелочной ассоциации появляются на консолидированных участках (нагорье Папуа на о-ве Новая Гвинея). Неогеновые толщи, как правило, обладают флишевым строением. Все это позволяет отнести почти все неогеновые формации Малайского архипелага и о-ва Новая Гвинея к переходным формационным комплексам. Лишь местами (в Центральном, Западном и Южном Калимантане) отмечается иной тип неогеновых формаций, представленных маломощными наземно-пресноводными осадочными отложениями и наземными вулканитами. Эти формации могут относиться к орогенным. Еще реже, в частности в южной части о-ва Новая Гвинея (район Мабадуам), миоценовые известняки залегают на гранитах, входящих в фундамент Австралийской платформы. Эти известняки следует относить к плитному комплексу платформенного чехла.

Кайнозойские интрузивные породы Малайского архипелага и о-ва Новая Гвинея развиты незначительно, и по данным И. В. Архипова [2], чаще всего представлены палеогеновыми калий-натровыми гранитами и гранодиоритами, миоценовыми диоритами и габбро, а также щелочными габброидами, возраст которых колеблется от палеогена до плиоцена. На о-ве Ява известны среднемиоценовые граниты натрового ряда.

Исходя из анализа формационных комплексов история геологического развития Малайского архипелага и о-ва Новая Гвинея в общем виде представляется следующим образом. В домеловое время на большей части региона существовал эвгеосинклинальный режим. В позднем мелу одни зоны продолжали эвгеосинклинальное развитие, а другие сменили режим на миогеосинклинальный. В палеогене на месте мезозойских геосинклинальных прогибов нередко появились поднятия. Но чаще продолжал существовать миогеосинклинальный, а в отдельных зонах и эвгеосинклинальный режим. С олигоцена, а местами, возможно, с эоцена, возобновилось развитие геосинклинальных прогибов, стала возрастать роль вулканитов основного состава, образовывались глубоководные впадины. Таким образом, с олигоцена формируется особый структурный элемент — зона сочленения континента и океана, выделяемая нами (см. рис. 31) по площадям развития «переходных» формационных комплексов. Поскольку вопрос о палеогеновых «переходных» формационных комплексах остается открытым (возможно, к ним следует отнести верхнюю половину палеогена Северного и Северо-Западного Калимантана), то и выделение палеогеновых зон сочленения континента и океана преждевременно.

Неогеновыми зонами сочленения континента и океана охвачена преобладающая часть Малайского архипелага и акваторий внутри его. В юго-восточной части региона отмечается сложная картина. Здесь сочленяются структуры Индийского океана и Австралийского континента, Австралийского континента и Тихого океана (см. рис. 31). В олигоцене и раннем миоцене зона сочленения континента и океана узкой полосой разделяет оба океана и Австралийский континент. В конце миоцена и в плиоцене эта зона расширилась, в большей степени за счет Азиатского и Австралийского континентов. Длительно развивавшиеся поднятия (Центральный антиклинорий островов Новая Гвинея, Западный и Центральный Калимантан, центральная часть о-ва Ява) могут быть отнесены к позднепалеогеновой — раннемиоценовой континентальной зоне. На территории Малайского архипелага к кайнозойской океанической зоне, возможно, следует отнести северо-восточную часть о-ва Калимантан и северную часть о-ва Сулавеси, где Ч. Хатчинсон [44] выделяет палеоген-миоценовую офиолитовую ассоциацию вместе с кремнями и аргиллитами.

Важной особенностью геологического строения Малайского архипелага является тесная связь структуры островной суши и морского дна: все структурные элементы островов хорошо прослеживаются на дне морей. Архипелаг своеобразен и тем, что здесь происходит сочленение субширотных (альпийско-гималайских) и субмеридиональных (тихоокеанских) структурных элементов. Это привело к сложным структурным взаимоотношениям этих элементов как в регионе в целом (на островной суше и на морском дне), так и на отдельных островах. Следствием этого является причудливая форма многих островов и неправильная конфигурация островных дуг Малайского архипелага. Общая ломаная вылук-

лость гирлянд островов региона никак не коррелируется с сейсмофокальными зонами Вадати—Беньофа—Заварицкого. По-видимому, геологическая и геоморфологическая структуры Малайского архипелага обусловлены разной ориентировкой альпийских и тихоокеанских глубинных разломов, гетерогенностью складчатого основания, влиянием Азиатского и Австралийского континентов, с одной стороны, и Тихого и Индийского океанов — с другой. Кайнозойская структура западной части Малайского архипелага в целом тяготеет к Азиатскому континенту, а восточная часть — к Австралии. Граница этих провинций, проходящая между островами Калимантан и Сулавеси, совпадает с линией, разделяющей Азиатскую и Австралийскую зоогеографические области.

Острова Новой Зеландии. На островах Северном и Южном развиты пермские, триасовые, юрские, меловые, палеогеновые и неогеновые образования [6]. От перми до юры включительно разрез состоит преимущественно из собственно геосинклинальных формаций большой мощности (только пермские и триасовые толщи достигают 20 км мощности), сложно дислоцированных. Пермские и нижнетриасовые отложения — типично эвгеосинклинальные, в которых терригенные породы чередуются со спилитами, кремнистыми сланцами и туфами. Они прорваны габброидами и гипербазитами, реже диоритами и гранитами. Лишь на северо-восточной оконечности о-ва Северный устанавливаются предположительно нижнетриасовые породы, которые можно отнести к океаническим образованиям: глубоководные радиоляторы, кремнистые сланцы и вариолитовые спилиты без терригенных пород. Поэтому С. Флеминг в 1962 г. высказал предположение, что вдоль восточного берега о-ва Северный в раннем триасе проходила граница океана и геосинклинального трога.

Верхнетриасовые, юрские и меловые толщи — мнogeосинклинальные (восточная часть) или орогенные (западная часть региона). Первые представлены переслаиванием, часто флишоидным, морских известняков, аргиллитов, алевролитов и песчаников, вторые — угленосными псефито-песчаниковыми и глинисто-песчаниковыми отложениями. И только в провинции Нортленд и на мысе Ист-Кейн отмечаются эвгеосинклинальные образования средней юры (шаровые базальты, кремнистые породы, граувакки, сопровождаемые гипербазитами и габбро). Основная орогеническая эпоха для островов Новой Зеландии приходится на позднюю юру — ранний мел.

Для всей мезозойской эры островов Северного и Южного характерно небольшое число крупных прогибов, разделенных участками суши [6]. В палеоген-неогеновое время геологическая структура островов Новой Зеландии более дифференцирована. В ней отмечается целый ряд сравнительно небольших прогибов, разделенных довольно узкими поднятиями.

Для палеогена характерны три типа разреза. Один из них широко развит на о-ве Северный (провинция Нортленд). Палеогеновые отложения здесь имеют морской характер и образуют непре-

рывную толщу с верхнемеловыми породами (глинистые сланцы, глауконитовые песчаники, известковистые сланцы, известняки). Второй тип имеет место на о-ве Южный, где развиты наземно-пресноводные отложения: углистые алевролиты, конгломераты, песчаники (провинция Нельсон). Третий тип распространен вдоль восточного побережья островов Новой Зеландии (зал. Брус, полуострова Веллингтон и Тараки, провинция Отаго). Здесь отмечается чередование морских (глауконитовые песчаники и известняки) и наземно-пресноводных (угленосные алевролиты, песчаники и конгломераты) отложений. Наиболее глубоководными здесь являются эоценовые кремнисто-глинистые сланцы и аргиллиты мыса Ист-Кейн на о-ве Северный и палеоценовые слоистые кремни провинции Марлборо. Местами интенсивно проявлен вулканизм (особенно в северной части провинции Отаго и южной части провинции Марлборо). Состав и структура вулканитов (преобладание известково-щелочных лав, присутствие толентовых базальтов) отвечают «островодужным».

Миоценовые породы во многих местах залегают на палеогеновых отложениях несогласно. По сравнению с палеогеном отмечается увеличение роли морских осадков, что отражает общее погружение территории при сохранившейся с палеогена дифференциации прогибов. Относительно глубоководными отложениями являются среднемиоценовые кремнистые алевролиты провинции Нортленд на о-ве Северный. Характерно, что с ними ассоциируются вулканиты, среди которых развиты андезиты и андезито-базальты. При этом чередование морских и наземно-пресноводных пород миоцена отмечается повсеместно.

В отложениях плиоцена постепенно вновь увеличивается роль наземно-пресноводных пород. Но среди них встречаются и морские пачки (провинции Марлборо и Кентебери). Наиболее глубоководными из плиоценовых отложений считаются [6] массивные конкрециевидные кремнистые аргиллиты (район Аватерс провинции Марлборо).

Вулканизм в миоцене и плиоцене проявлялся неширокими (5—20 км) полосами, шире на о-ве Северный и локально — на о-ве Южный. На первом из них в миоцене преобладали андезиты, в раннем плиоцене — риолиты, а в позднем плиоцене — вновь базальты и андезиты. На п-ове Коромандел среди миоценовых толщ переслаиваются андезиты и базальты, в плиоценовых образованиях дациты сменяются риолитами, а затем вновь базальтами. На о-ве Южный в течение миоцена и плиоцена локально изливались трахиты и фонолиты (поздний миоцен) и толентовые базальты (конец плиоцена).

Неогеновые вулканиты островов Новой Зеландии обычно относят [14] к «островодужным»: они имеют отчетливый наложенный характер (на мезозойское основание), преимущественно известково-щелочной состав пород, наряду с вулканитами основного и среднего состава широко развиты кислые вулканиты (в том числе игнимбриты). По нашему мнению, это переходный формационный

комплекс, который характеризует зону сочленения континента и океана. Местами такая зона может быть выделена начиная с палеогена (северо-восточное побережье о-ва Южный в пределах поля развития серии Арнолд, поля развития серии Лондон провинции Веллингтон и всего палеогена провинции Марлборо о-ва Северный). Миоцен-плиоценовые переходные формационные комплексы нами выделяются в объемах серий Парейора, Саутленд и Таранаки для провинций Нортленд и Окленд и мыса Ист-Кейн, серий Саутленд и Таранаки провинций Веллингтон, Нельсон и Марлборо. Соответственно зона сочленения континента и океана реконструируется (рис. 32) в восточной части о-ва Северный и северной части о-ва Южный. Восточная часть о-ва Северный и преобладающая часть о-ва Южный могут быть отнесены к континенту.

В допалеогеновых толщах «переходные» формационные комплексы не выделяются. Чаще всего (юра, триас, мел) реконструируется континентальный режим, и лишь в перми и локально в средней юре могут предполагаться океанические условия.

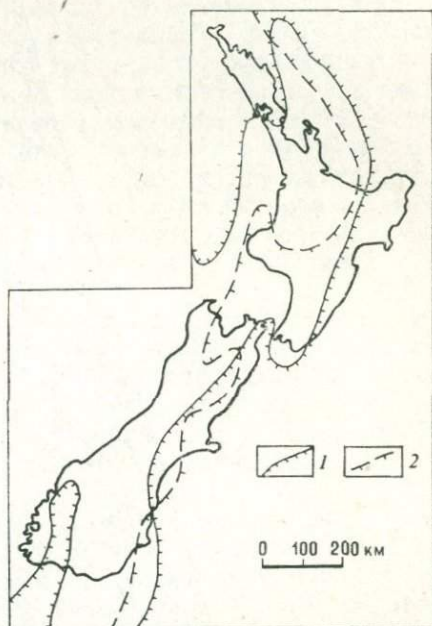


Рис. 32. Зона сочленения Австралийского континента и Тихого океана на островах Новой Зеландии для миоценового (1) и плиоценового (2) времени

Как следует из вышесказанного, во всех регионах на стыке Азиатского континента и Тихого океана выявляются зоны с особыми формационными комплексами, обладающими признаками как собственно геосинклинальных, так и орогенных комплексов. Возраст их, как правило, олигоцен, миоцен и плиоцен. На Северном и Северо-Восточном Калимантане и в восточной части о-ва Новая Гвинея к ним, возможно, следует отнести также эоценовые или даже плиоценовые образования. Площади распространения «переходных» формационных комплексов указывают на существование зон сочленения континента и океана в период, соответствующий возрасту этих комплексов.

Во всех регионах четко реконструируется олигоцен-миоценовая зона сочленения Азиатского континента и Тихого океана (рис. 33). Эта зона хорошо прослеживается от п-ова Камчатка до о-ва Сахалин через Японские острова до о-ва Новая Гвинея довольно

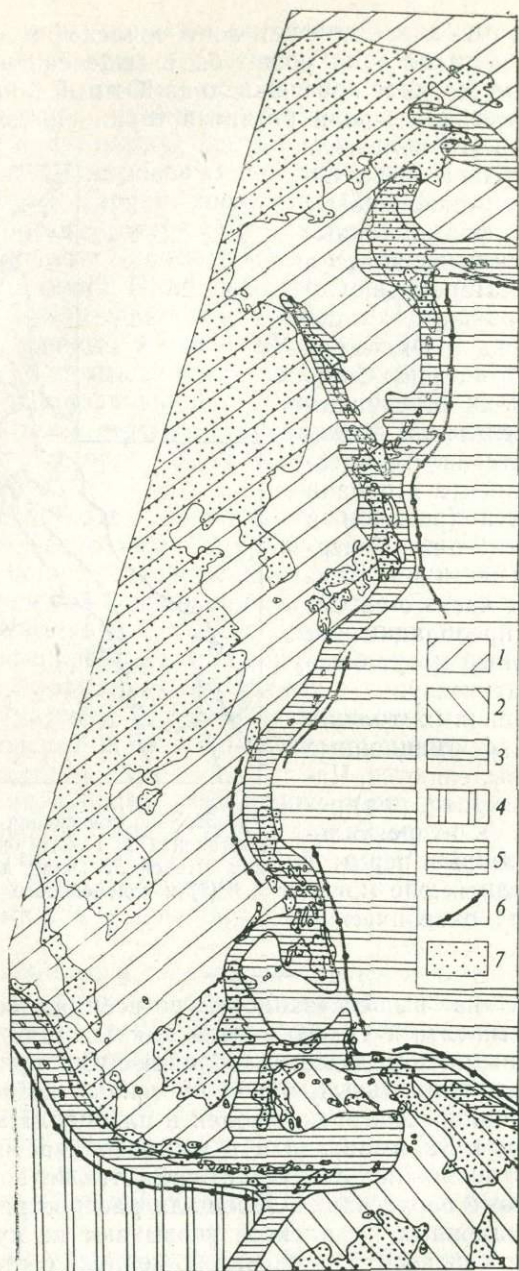


Рис. 33. Позднеолигоцен-раннемиоценовая зона сочленения Азиатского и Австралийского континентов и Тихого и Индийского океанов

1 — Азиатский континент; 2 — Австралийский континент; 3 — Тихий океан; 4 — Индийский океан; 5 — зона сочленения континента и океана; 6 — оси современных глубоководных желобов; 7 — современная суша континентов и островов

узкой (150—300 км) полосой. Лишь на стыке Азиатского и Австралийского континентов она имеет неправильную конфигурацию и местами значительно расширяется. Миоцен-плиоценовая зона сочленения континента и океана восстанавливается менее четко в связи с большей дифференциацией геосинклинальных прогибов.

Интересно, что в кайнозойских «переходных» формационных комплексах островов Филиппинского архипелага и Малайского архипелага нет кремнистых пород типа опок и диатомитов, которые широко развиты на островах Японского архипелага и в более северных регионах. Их место занимают пелагические карбонатные породы. В неогене Южного прогиба о-ва Новая Гвинея кремнистые породы вновь играют заметную роль, а на островах Новой Зеландии они преобладают над известняками. Это, по-видимому, связано с климатическими факторами, которые существовали в кайнозое.

Докайнозойские формационные комплексы рассмотренных регионов не могут быть отнесены к «переходным». Мезозойские комплексы чаще всего являются многосинклинальными, реже эвгеосинклинальными или орогенными. Поэтому можно сделать вывод, что зона сочленения Азиатского континента и Тихого океана повсеместно сформировалась только в кайнозое (большей частью в олигоцене — миоцене).

Таким образом, закономерности строения и геологического развития зоны сочленения континента и океана, установленные для южной части Дальнего Востока СССР, проявляются и в других регионах на стыке Азиатского континента и Тихого океана. В. В. Белоусов [4] выделяет три типа «переходных зон»: тихоокеанский, атлантический и колумбийский. Возможно, нами установленные закономерности применимы только к зонам тихоокеанского типа. По-видимому, зоны сочленения Азиатского континента с Северным Ледовитым и Индийским океанами, Австралийского континента с Тихим и Индийским океанами имеют свои особенности. Но это предмет дальнейших исследований.

ЗОНА СОЧЛЕНЕНИЯ КОНТИНЕНТА И ОКЕАНА В СВЕТЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ГИПОТЕЗ

Как неоднократно подчеркивал Ю. А. Косыгин [20, 21], гипотезы — инструмент познания геологических объектов и явлений. В соответствии с этим рассмотрим зону сочленения континента и океана в свете геотектонических гипотез для того, чтобы попытаться выяснить происхождение и геодинамику этой зоны.

В настоящее время в геологии существуют три главные геотектонические концепции: «геосинклинальная теория», концепция первичной океанической коры и так называемая «новая глобальная тектоника». Если за рубежом, как правило, господствует последняя, то у нас в стране преобладающей нельзя назвать ни одну из

них: происходит довольно острая дискуссия между сторонниками этих концепций.

В течение более 100 лет (до конца 50-х годов XX в.) успешно развивалась «геосинклинальная теория» (теорией в строгом смысле ее, конечно, назвать нельзя, поскольку она не отвечает критериям достоверности и истинности), основанная на признании главной роли вертикальных движений земной коры. По этой концепции нисходящие движения приводят к возникновению геосинклинальных прогибов, которые затем инверсируют, геосинклинальные толщи дислоцируются и выводятся из-под уровня моря, после чего земная кора становится консолидированной, а геосинклинали превращаются в складчатые области. В последние годы стали говорить не о «геосинклинальной теории», а шире — о концепции фиксизма. Наиболее последовательно этой концепции придерживается у нас в стране В. В. Белоусов [3].

Вера в «геосинклинальную теорию» была подорвана в 60-е годы в результате исследований дна океанов. Выяснение значительных различий в строении и составе океанического дна и континентов, установление глобальной системы срединноокеанических хребтов и параллельных им магнитных аномалий, изучение строения сейсмофокальных зон Вадати — Заварицкого — Беньофа, реконструкции горизонтальных перемещений океанического дна привели к пересмотру традиционных положений «геосинклинальной теории».

Действительно, и раньше, в период безраздельного господства «геосинклинальной теории», оставались невыясненными такие вопросы: где взять явно недостающее пространство по горизонтали, если «выпрямить» все складки, каков первичный состав верхней оболочки Земли, почему возникла глобальная система глубинных разломов? А главное — эта «теория» не давала стройной картины структурной и историко-генетической взаимосвязи континентов и океанов, глобальных геологических процессов. Новые же данные по строению и составу океанического дна потребовали отказа от некоторых постулатов «геосинклинальной теории» (универсальность стадий развития геосинклиналей, интрузивная природа лубых габбро-гипербазитовых тел). Однако акцентирование внимания геологов на морской геологии привело к тому, что многие доказанные положения «геосинклинальной теории» не стали приниматься во внимание. Речь идет об анализе фаций и мощностей осадочных отложений для палеотектонических реконструкций, снижении роли инверсии геосинклиналей, цикличности тектонических, магматических и метаморфических процессов.

Данные по зоне сочленения Азиатского континента и Тихого океана, вообще говоря, могут логично интерпретироваться с позиций классической «геосинклинальной теории», если не задаваться вопросом о природе первоначальной гипергенной оболочки Земли и не увязывать геологическое строение территории со строением океанического дна. Однако эти вопросы в настоящее время уже нельзя игнорировать.

Вышеприведенный фактический материал по составу и строению зоны сочленения Азиатского континента и Тихого океана убеждает, что геосинклинали не всегда образуются на складчатых комплексах более древней сиалической «коры». Так, нет оснований предполагать сиалический фундамент под всеми эвгеосинклинальными толщами. В эвгеосинклинальных комплексах некоторых регионов этой зоны (о-в Сахалин, Корякское нагорье) не обнаружено ксенолитов кристаллических пород, которые могли бы свидетельствовать о сиалическом фундаменте. Наоборот, состав и структура раннегеосинклинальных формаций могут указывать на заложение их в океанических условиях. Об этом говорит их сходство с образованиями дна океанов; незначительная роль гранитоидов и аркозовых песчаников, широкое развитие глубоководных пород типа радиоларитов и кремнисто-глинистых сланцев, преобладание толеитовых базальтов. В самой геологической структуре этих регионов запечатлены процессы, происходившие на разных стадиях на дне океана. Геологическое развитие территорий Курильских островов, Камчатки, Сахалина и Сихотэ-Алиня в мезозое и кайнозое вообще оказывается тесно взаимосвязанным с процессами, происходящими на дне Тихого океана. На это впервые обратил внимание в 1964 г. Н. А. Богданов, который отнес такие геосинклинали к особому типу — талассогеосинклиналям, образовавшимся на окраине океана и заложенным на коре океанического типа. Следует отметить, что и ранее, еще в 1947 г., А. Д. Архангельский выделял океанические геосинклинали, зародившиеся на океанической коре. Наряду с этим в зоне сочленения Азиатского континента и Тихого океана прослеживаются геологические процессы, происходящие и в континентальных областях: накопление сносимого с континента обломочного материала, образование вулканитов кислого состава и т. д. Кроме того, приведенный в данной работе материал показывает: наряду с цикличностью процессов общее развитие зоны сочленения континента и океана необратимо. Все это требует изменения классических представлений «геосинклинальной теории».

Возникшие противоречия с «геосинклинальной теорией» В. В. Белоусов пытается снять, модернизируя гипотезу базификации земной коры. Под базификацией В. В. Белоусов [4] понимает замещение сиалических компонентов земной коры базитовыми за счет внедрения силлов базитов и гипербазитов, метаморфических и метасоматических процессов в условиях повышенного теплового потока. Такие явления, по мнению В. В. Белоусова, сопровождаются погружением глыб литосферы из-за инверсии плотностей между астеносферой и литосферой. И все же процесс замещения сиалической коры базитовым веществом, утяжеление, уплотнение и погружение ее в более плотную и тяжелую верхнюю мантию остается неубедительным. Ответ на вопрос, куда делся сиалический материал, если он был ранее в океанических областях, концепция фиксизма не дает. Тем не менее, с нашей точки зрения, основные

положения «геосинклиальной теории» могут быть взяты на вооружение и в настоящее время.

«Новая глобальная тектоника» как цельная концепция была сформулирована за рубежом к 1968 г. Наиболее четко она изложена в работах Ле Пишона, В. Моргана, А. Митчела и Х. Ридинга и получила очень широкое распространение. Не будем останавливаться на известных положениях концепции. Многих она подкупила своей простотой в интерпретации новых данных по строению и составу океанического дна.

В концепции «новой глобальной тектоники» нам видится несомненная заслуга в том, что она заставила по-новому переосмыслить развитие не только океанов, но и материков, а также искать место каждого отдельно взятого региона в структуре и эволюции всей планеты. В этой концепции используются положения, которые все более утверждаются. Во-первых, это система срединноокеанических хребтов, являющихся осями, в стороны от которых океаническая кора расширяется (спрединг). Это доказывается суммой геологических, палеомагнитных и палеогеографических данных. Спорны, по нашему мнению, масштабы спрединга (1—12 см в год). Во-вторых, ранее доказанные геофизиками существенные различия в строении дна океанов, с одной стороны, и материков — с другой, подтверждаются геологическими данными. Эти различия касаются не только мощностей и структуры земной коры и рыхлых осадков, но и контрастности тектонических движений, роли горизонтальных движений, состава формационных комплексов. В-третьих, получили новую геологическую интерпретацию сейсмофокальные зоны Вадати — Беньофа — Заварицкого как сверхглубинные разломы, образовавшиеся на стыке разнородных блоков.

Однако претензии концепции «новой глобальной тектоники» на революцию в науках о Земле себя не оправдали. Ряд существенных и обоснованных возражений против этой концепции приводились в работах В. В. Белоусова, Ю. А. Косыгина, В. Г. Свириденко и многих других. Так, Ю. А. Косыгин [21] показал, что в этой концепции исходные гипотезы (зачастую непроверенные и недоказанные) принимаются в качестве фактической основы. Это касается прежде всего процесса субдукции. Погружение тяжелой океанической «коры» в более легкий субстрат представляется маловероятным. Сторонники «новой глобальной тектоники» оперируют понятием «литосферная плита» как геологическим по смыслу, однако определяющим критерием выделения этих «плит» остаются сейсмические пояса, которые являются не сплошными, а рассеянными. По мнению Ю. А. Косыгина, в «новой глобальной тектонике» имеются элементы большого произвола, «нельзя из нее делать фетиш: она ведь гипотеза, она может появиться и исчезнуть, оставив свой след и принеся пользу науке» [21, с. 116].

Плохо согласуются с концепцией тектоники плит особенности строения и развития зон сочленения континента и океана. Чередование в разрезе глубоководных и мелководных осадочных формаций, однотипность их состава и строения независимо от удаленно-

сти от зон Беньофа — Заварицкого противоречат концепции «новой глобальной тектоники». Поясовое расположение разнотипных вулканитов, в зависимости от расстояния до этих зон, не подтверждается. Г. М. Власов [9] убедительно доказал, что особенности состава и строения островных дуг противоречат положениям «новой глобальной тектоники». В частности, согласно последней, внешнее поднятие образуется после прекращения процесса субдукции. Однако установлено, что эти поднятия, например дуга Малой Курильской гряды, имели место в палеогене, т. е. до формирования вулканических комплексов внутренней дуги (Большая Курильская гряда), которые сторонники концепции «новой глобальной тектоники» связывают с процессом субдукции океанической коры. В противоречии с концепцией «новой глобальной тектоники» находятся также факты чередования базитовых и салитовых вулканических формаций в островных дугах, присутствие среди них толеитовых вулканитов.

Конкретные геодинамические построения в зоне сочленения Азиатского континента и Тихого океана исходя из концепции «новой глобальной тектоники» осуществлялись Л. М. Парфеновым и Б. А. Натальным, А. А. Савостиным и Б. В. Барановым. Так, А. А. Савостин и Б. В. Баранов [30] помещают Сахалин на стыке Амурской и Охотоморской плит, причем в первую они включают Сихотэ-Алинь и Северный Сахалин, а во вторую — Южный Сахалин, дно Охотского моря и почти всю Камчатку. Границу между этими плитами на территории Сахалина эти исследователи проводят по Тымскому диагональному разлому (сдвигу), по восточной части п-ова Шмидта, а в остальных случаях — по дну морей. При этом подразумевается, что Амурская плита движется в северо-восточном, а южная часть Охотской плиты в западном направлении.

Рассмотрим ряд противоречий с этими построениями. Если говорить о статической геологии, то границей указанных плит разделяется единый в структурном отношении Западно-Сахалинский синклиниорий. Восточнее Северного Сахалина указанная граница проходит по оси крупного присахалинского прогиба. Структура Западного Сахалина продолжается на Западном Хоккайдо, и нет оснований включать их в разные «плиты». Таким образом, граница Амурской («Охотоморской») плиты проведена, как говорится, по «живому» месту: она пересекает единый в геоморфологическом и геологическом отношениях Западно-Сахалинский хребет, единые по составу и строению неогеновые формационные комплексы. Динамическая обстановка Южного Сахалина в кайнозое сложнее, чем представляется А. А. Савостиным и Б. В. Барановым. Тымь-Поронайская и Сусунайская депрессии ни в коей мере не отражают условия сжатия. То же самое можно сказать и о Восточно-Сихотэ-Алинском вулканическом поясе, который эти авторы помещают на окраину Амурской плиты. Палеотектонические построения, приведенные в первой части нашей работы, показывают, что в дат-эоценовое время современные акватории Охотского моря и Татарского

пролива вместе с Восточным Сахалином представляли собой сушу, вулканический пояс Восточного Сихотэ-Алиня был внутриконтинентальным, а вулканическая островная дуга на месте Большой Курильской гряды появилась только в конце олигоцена — начале раннего миоцена. Главные бассейны неогенового осадконакопления прослеживаются с Японских островов и акваторию Японского моря через Южный Сахалин на территорию Северного Сахалина и Северное Приохотье. Поэтому нет оснований разделять на территории Сахалина выделенные А. А. Савостиным и Б. В. Барановым «плиты».

Все вышесказанное вынуждает нас при поисках геодинамической модели зон сочленения континента и океана отказаться от концепции «новой глобальной тектоники».

Успехи в изучении Мирового океана, а также офиолитовых ассоциаций континентов позволили А. В. Пейве [26] предложить новую концепцию — концепцию первичной океанической коры. Согласно этой концепции, все геосинклинали закладываются на первичной океанической коре, представленной офиолитами, которые состоят из гипербазитов, габброидов, «комплекса параллельных даек» и вулканитов основного состава с маломощными глубоководными осадками. В последующем океаническая кора преобразуется в континентальную. Офиолиты представляют собой блоки первичной океанической коры — осколки «меланократового фундамента», в зонах разломов выжатые в верхние слои литосферы. Таким образом постулируется, что офиолиты — всегда аллохтонные и однотипные по происхождению фрагменты основания геосинклиналей. Эта точка зрения нашла себе много сторонников (но чаще среди тектонистов, чем среди петрологов).

Действительно, если рассматривать только структурные соотношения офиолитов с вмещающими образованиями и отдельных членов офиолитовых ассоциаций между собой, то оказывается, что почти всегда между ними существуют тектонические контакты. Обычно офиолиты располагаются в гигантских зонах дробления, в том числе в зонах меланжа, в которых связующая масса представляет собой серпентиниты.

Сторонники концепции первичной океанической коры опираются на данные по строению известных массивов офиолитов островов Кипр (массив Троодос), Ньюфаундленд (комплекс Бей-оф-Айлендс). Однако последующее изучение этих и других массивов офиолитов показало, что их структура часто не вписывается в слоистую модель. «Комплекс параллельных даек» очень часто отсутствует, нередко устанавливаются перерывы во времени образования между расслоенным комплексом и дайками диабазов (Урал), между базальтами и серией даек (Камчатка, Малый Кавказ, Ньюфаундленд). На происхождение массива Троодос теперь имеется две точки зрения: 1) это крупный протрузивный купол, 2) массив состоит из двух разновозрастных комплексов. Часто отмечается, что эффузивы и гипербазиты пространственно разобщены, нередко устанавливается разрыв во времени и в степени метаморфизма

между слоистым габбро-гипербазитовым комплексом и «комплексом параллельных даек». Иногда оказывается, что габброиды залегают стратиграфически выше эффузивов, что имеет место в Передовом хребте Северного Кавказа, а габбро-гипербазитовые тела нередко залегают выше зеленых сланцев и амфиболитов, как в Японии (о-в Хоккайдо). Для этих случаев сторонникам концепции первичной океанической коры приходится делать вывод об «опрокинутом» залегании офиолитов.

Сама тектоническая позиция офиолитов ставится под сомнение. На Международном симпозиуме на Кипре в апреле 1979 г. многие геологи придерживались мнения, что офиолиты характеризуют разрезы не океана, а окраинного моря, островной дуги, передового прогиба или внутриконтинентальных рифов. Так, к заключению о правомерности отнесения офиолитов ко дну окраинных морей пришли А. Браун (о-в Тасмания), У. Камерон и Д. Дитрих (Альпы), Ф. Бароз (п-ов Малая Азия), Л. Беккалува (южная часть Балканского полуострова).

Представления о том, что офиолиты всегда представляют собой аллохтонные пластины, выжатые из «меланократового фундамента», в настоящее время требуют уточнения. Такое происхождение офиолитов имеет место (и, возможно, часто), однако далеко не всегда. По данным С. С. Зимины, в ряде случаев устанавливаются зоны закалки вокруг гипербазитовых тел, магматическая расслоенность и порфировая структура оливинитов. Обнаруженные В. А. Баскиной, С. С. Зиминым, В. К. Ротманом и нами ультраосновные вулканические породы тесно ассоциируют с габброидами и гипербазитами офиолитовых ассоциаций и поэтому могут рассматриваться как свидетельства в пользу магматической природы некоторых офиолитов. В пользу такого предположения говорят также факты установления И. Т. Бакуменко и Н. Л. Добрецовым силикатных расплавов во включениях в плагиоклазах офиолитовых габбро. По-видимому, офиолиты имеют различное происхождение, не только автохтонное.

Хотя площади распространения офиолитов и раннегеосинклинальных осадочных формационных комплексов сопоставимы, офиолиты в пределах одних и тех же структурно-формационных зон часто располагаются на разных стратиграфических уровнях, при этом состав и структура офиолитов различаются. Это противоречит представлениям той части концепции первичной океанической коры, в которой постулируется однотипность всех офиолитов как фрагментов древней океанической коры. Ретроспективные построения в офиолитовых зонах показывают, что офиолиты участвовали в длительных и сложных тектонических событиях. В процессе геологического развития они преобразуются, деформируются, вплоть до образования зон меланжа.

Таким образом, полученные данные по зоне сочленения Азиатского континента и Тихого океана показывают, что первоначально геосинклинальные прогибы здесь нередко закладывались на океанической коре. Офиолиты в значительной степени формировали

эту кору. Но последующее развитие офиолитов — результат структурно-вещественной эволюции регионов. Вышесказанное позволяет утверждать, что в концепции первичной океанической коры имеются положительные стороны, однако она также не может претендовать на универсальность.

В последние годы все большее количество исследователей возвращаются к забытой было гипотезе расширяющейся Земли, впервые сформулированной О. Хильгенбергом в 1933 г. При этом одни ученые говорят только об увеличении радиуса, другие также и о росте массы Земли. В той или иной форме этой гипотезы придерживаются Е. Е. Милановский, В. Ф. Блинов, И. В. Кириллов, Г. Б. Удинцев, Ю. В. Чудинов, П. Иордан, С. Кэри, Б. Хейзен, Л. Эльед и др.

Согласно этой концепции Земля испытывает поступательное увеличение своего радиуса со скоростью примерно 1—2 см/год, что хорошо согласуется с данными по скорости приращения дна океанов. При расширении Земли образуется глобальная система рифтовых зон, в которых происходит раздвигание соседних блоков за счет расприраания поступающим с глубоких горизонтов Земли веществом верхней мантии. Геосинклинальные прогибы по этой гипотезе образуются при растяжении земной коры на месте рифтовых зон. В последующем геосинклинальные комплексы сминаются в складки из-за давления новой коры, образующейся при причленении их к ранее образованным консолидированным участкам земной коры.

Эта гипотеза содержит сильные стороны концепции «новой глобальной тектоники» (разрастание дна океанов, образование новой океанической коры в срединноокеанических хребтах), устраняет ее слабые стороны (процесс субдукции). Она удовлетворительно объясняет глобальную систему рифтовых зон Земли, условия растяжения в глубоководных желобах, образование молодых глубоководных впадин и внутренних морей.

Ю. А. Косыгин [21] считает, что концепция расширяющейся Земли противоречит гравитационной организации нашей планеты и не раскрывает механизм, обуславливающий ее расширение. По нашему мнению, процесс расширения Земли может происходить одновременно с гравитационными процессами точно также, как центробежные и центростремительные силы при движении Земли. Что же касается механизма расширения планеты, то это физическая проблема, и она может не рассматриваться при геологических концепциях (разные специализации). Кроме того, с точки зрения концепции расширяющейся Земли остается необъяснимым избыток площади, занимаемой первоначально недислоцированными геосинклинальными толщами. Возможно, в дислоцированности и складчатости отражается наложение различных внеземных сил на глобальные и региональные процессы, механизм которых до сих пор не выяснен и в геологическом смысле.

Полученные данные по зоне сочленения Азиатского континента и Тихого океана позволяют, с нашей точки зрения, многое объяс-

нить с позиций гипотезы расширения Земли: преобладающее растяжение всей зоны с образованием молодых глубоководных впадин и окраинных морей, увеличение во времени роли базитовых вулканитов, формирование глубоководных глинисто-кремнистых формаций, смещение в сторону Тихого океана офиолитовых зон. Однако требуют своего объяснения положение метаморфических комплексов в структуре «переходных зон», парное расположение меловых мио- и эвгеосинклиналей, образование вулканических островных дуг и окраинно-континентального вулканического пояса.

Таким образом, рассмотрение существующих геотектонических концепций показывает, что ни одна из них не может являться универсальной. Назрело время создания новой единой теории строения и развития Земли, которая впитала бы все достижения теоретической геологии.

Остановимся на обобщенной модели геологического развития зоны сочленения континента и океана. При этом будем пользоваться элементами трех геотектонических гипотез: в качестве основной посылки взята гипотеза расширяющейся Земли, методологической основой для исторических реконструкций принята концепция фиксизма, в трактовке ранних этапов развития зоны сочленения континента и океана использована концепция первичной океанической коры. Будем стремиться доказывать предполагаемые глубинные процессы теми явлениями, которые можно наблюдать на поверхности Земли.

В изначальные причины расширения Земли не будем вдаваться. Эта задача не столько геологическая или геофизическая, сколько, по-видимому, астрофизическая. По крайней мере, внутренние причины расширения Земли (например, дегазация водорода по гипотезе изначальной гидридной Земли В. Н. Ларина) не могут считаться единственным хотя бы потому, что Земля — космическое тело, она является элементом более крупной Солнечной системы, которая также развивается, что должно отражаться и на состоянии Земли. На развитие оболочек Земли влияет ряд факторов: рифтогенез, ротогенез (вращение планеты вокруг своей оси и меньшая угловая скорость земной коры по сравнению с мантией и ядром), центробежные и центробежные силы при таком вращении и при движении Земли вокруг Солнца, изменения в скорости вращения Земли, приливные воздействия Луны, процессы, происходящие на Солнце, и т. д. Поскольку влияние внешних факторов на геологическое развитие пока совсем не ясно, мы их не будем учитывать.

К настоящему времени основной причиной геотектонических процессов можно считать непрекращающуюся глубинную дифференциацию вещества Земли. По-видимому, исходное вещество располагается в нижней мантии. Отсюда тяжелые элементы опускаются и образуют ядро Земли, а легкие поднимаются и образуют верхние оболочки Земли. Глубинная дифференциация (разделение Земли на тяжелое ядро и более легкие верхние оболочки) сопровождается дегазацией Земли, которая, вероятно, происходит по

принципу зонной плавки. Многие исследователи считают, что этому процессу содействует радиоактивный разогрев глубинных оболочек Земли. Однако последним, очевидно, можно пренебречь, поскольку ультрамафитовые и мафитовые образования, которыми скорее всего сложены глубинные оболочки Земли, не содержат значительного количества радиоактивных элементов. Возможно, дифференциация и уплотнение к центру Земли вещества — единственный источник тепла.

Мы упускаем дискуссию о происхождении океанических впадин, постулируя, что они, хотя и древние по возрасту, но являются новообразованными. Возможно, и зоны сочленения континента и океана обладали длительным стационарным положением между различными по составу континентальными и океаническими блоками [21]. Такая точка зрения, конечно, не отрицает изменения положения в пространстве этих разных областей. Не исключено, что древняя неоднородность Земли является отражением ее первичной асимметрии. Однако в настоящее время не вызывает сомнения, что континенты и впадины океана развивались длительное время в тесном взаимодействии, при взаимном влиянии.

Если расширение поверхности Земли имело место, то оно неизбежно приводило к глобальной системе глубинных разломов. Эти глубинные разломы изначально имели некоторый наклон в сторону, противоположную направлению вращения Земли вокруг своей оси, вследствие разности в скоростях вращения наружной и более глубоких оболочек Земли. Это находит отражение в том, что все наиболее крупные разломы на территории Дальнего Востока наклонены на запад, в сторону Азиатского континента. По-видимому, современные зоны Беньофа—Заварицкого тоже совпадают с системой наиболее глубинных сколов земной коры.

Принятие постулата о древнем разделении материков и континентов позволяет объяснить возникновение системы глубинных разломов на границе континента и океана как наиболее ослабленной и поэтому подвижной зоны, поскольку здесь возникает система сколов, как реакция на расширение Земли. Современным поверхностным выражением зон таких глубинных разломов являются глубоководные желоба, в которых, по мнению большинства исследователей, фиксируется обстановка растяжения.

Возникновение системы глубоко проникающих разломов приводит к снижению давления на разных глубинных уровнях в мантии, в результате чего отдельные ее слои частично плавятся, и продукты частичного плавления (магмы различного состава) поднимаются в верхние горизонты Земли. Этот процесс происходит на фоне общей глубинной дифференциации и дегазации Земли.

А.Н. Тихонов в 1969 г. высчитал, что если имеет место разогрев глубинных слоев Земли, то на глубине около 500 км в мантии должен существовать слой частичного плавления (астеносфера). Верхняя его граница вместе с подъемом тепла продвигается вверх. На глубине в несколько десятков километров этот слой должен отмирать вследствие потери тепла. В последующем на глубине

вновь начинает накапливаться тепло, и процесс повторяется. Таким образом, астеносферный слой, скорее всего, существует и развивается пульсационно. По образному выражению В. В. Белоусова [3], Земля — тепловая машина с клапаном: закрытый клапан — это низкая теплопроводность верхних оболочек Земли, открытый клапан — каналы пониженной вязкости (глубинные разломы), по которым тепло (и соответственно нагретое вещество) поднимается вверх.

Следует подчеркнуть, что многие геофизики считают, что четко выраженный астеносферный слой имеет место только в «зоне перехода от континента к океану» и отсутствует в прилегающих частях континента и океана [28]. Это устанавливается пониженными скоростями сейсмических волн и повышенным тепловым потоком в «переходной зоне». В свете этих данных можно предположить, что в зоне сочленения континента и океана (да еще в срединно-океанических хребтах) в основном и реализуются механизм расширения объема Земли и поступление глубинного вещества к поверхности Земли. Именно здесь, на границе континента и океана, как бы выдавливается (в область меньшего давления) вещество глубинных оболочек Земли.

На первом этапе развития подвижных зон в процессе растяжения Земли образуются прогибы верхней оболочки Земли, которые заполняются геосинклинальными образованиями, представленными в основном морскими осадками, часто глубоководными, и «примитивными» толентовыми базальтами натрового типа. Поскольку процесс растяжения Земли реализуется преимущественно на стыке океанических и континентальных блоков, то и геосинклинальные прогибы закладываются как на океаническом, так и континентальном основании. Расширение зон растяжения в сторону континентального блока приводит к расширению геосинклинальных прогибов за счет все более жестких консолидированных участков, где проницаемость земной коры незначительная. Происходит разделение геосинклиналей: во внешних (обращенных к океаническому блоку) зонах продолжает существовать эвгеосинклинальный режим, во внутренних (обращенных к континентальному блоку) зонах возникает миогеосинклинальный режим. Последний характеризуется отсутствием проявлений магматизма и метаморфизма, умеренными контрастами колебательных движений. В эвгеосинклиналях, заложенных на океанической коре (Сахалин, Хоккайдо, Малайский архипелаг), в основании геосинклинальных толщ залегают толентовые базальты, глубоководные осадочные породы (радиолариты, пелагические глинистые образования), граувакки, аркозов мало, нет ксенолитов глубокометаморфизованных пород. Эвгеосинклинальные прогибы, заложенные на континентальном основании, отличаются широким развитием аркозов, калийных и щелочных пород в контрастных вулканических сериях, присутствием ксенолитов кристаллических сланцев.

Таким образом, на первом этапе развития подвижных зон существовали условия интенсивных растяжений, большой проницае-

мости земной коры, преобладания опусканий и базитового магматизма, слабо проявленного метаморфизма. На этом этапе развития сочленение континентальных и океанических блоков было, по-видимому, довольно резким, без четко выраженных «переходных зон». Об этом говорит, например, сочленение поздне меловых миогеосинклинальных и эвгеосинклинальных комплексов Сахалина. Это, однако, не исключает существования геосинклинальных поднятий между эвгеосинклиналями и миогеосинклиналями уже на самых ранних стадиях развития.

Расширение Земли, дегазация ее недр и усиление процесса частичного плавления мантийного вещества под зонами глубинных разломов приводят к подъему более легкого и разогретого вещества вверх. Это так называемые «астеносферные диапиры», «астенолиты». Однако при этом необходимо уточнить, что здесь может быть причиной, а что следствием. Многие геологи и геофизики придерживаются мнения, что именно глубинный диапиризм приводит к растяжению земной коры и рифтогенезу [3]. Нам представляется, что, наоборот, растяжение земной поверхности (вследствие расширения Земли) приводит сначала к возникновению разломов и, как следствие, к глубинному диапиризму, подъему вещества в зоны меньшего давления.

На втором этапе развития подвижных зон реконструируются мощные инверсионные поднятия на месте бывших эвгеосинклиналей или на стыке эв- и миогеосинклиналей. Инверсия может быть обусловлена реакцией астеносферного слоя на предыдущий этап растяжения и проникновения глубинных разломов в глубокие оболочки Земли. По крутым зонам глубинных разломов распространяются явления глубинного диапиризма, которые вызывают вертикальное сжатие слоев и их воздымание вдоль узких зон. Поскольку к этому времени в геосинклинальном прогибе накопились большие мощности осадков, условия сжатия приводят к сминанию осадочных толщ и шарьированию отдельных пластин, между которыми проникают магмы, образующие габбро-гипербазитовые ассоциации. Пластические деформации и вязкое течение в астенолитах и глубинных диапирах должны вызвать выделение больших количеств дополнительной тепловой энергии, что может быть причиной регионального метаморфизма и гранитизации низов гипергенной оболочки. Большой приток вещества и тепла в условиях сжатия могли обусловить и процессы складкообразования. Так, по мнению В. В. Белоусова [3], образовались центральные поднятия, которые наращивали континентальный блок.

Думается, что только такой однонаправленный процесс недостаточен для объяснения всех явлений, связанных с инверсией геосинклиналей. В частности, с этих позиций не решается проблема пространства при складкообразовании. Возможно, к указанным процессам следует прибавить как один из основных на определенном этапе смену растяжения сжатием в горизонтальном направлении (как следствие общего сжатия Земли). Представления о смене эпох растяжения и сжатия в рамках гипотезы пульсирующей

Земли выдвинуты Е. Е. Милановским [24] и затем неоднократно высказывались Г. М. Власовым. Важно подчеркнуть, что эпохи сжатия следует рассматривать на фоне общего направленного расширения Земли. В этом случае расширение будет не столь грандиозным, не в два раза по радиусу Земли, как это предполагает И. В. Кириллов. Об «умеренном» расширении Земли в последнее время высказывается также Г. Б. Удинцев.

Дальнейшее существование эндогенных режимов, т. е. сочетаний тектонических, магматических и метаморфических процессов, обуславливается взаимодействием поднимающихся потоков вещества и тепла с гипергенной оболочкой. В процессе последующего растяжения Земли глубинные разломы выполаживаются. Предположения о выполаживании со временем таких зон на стыке континента и океана («палеозон Беньофа») высказывалось в 1979 г. Л. М. Парфеновым и Б. А. Натальным, Г. М. Власовым и др. При таком выполаживании зоны глубинных разломов пересекают астеносферные слои на все большем удалении от места выхода первых на поверхность. Соответственно излияние магмы происходит на все более удаленном расстоянии от выхода первоначальной системы глубинных разломов на поверхность (с учетом проекции магматических очагов на поверхность Земли по вертикальному «столбу» магмообразования).

Продолжающееся выполаживание глубинных разломов, разуплотнение мантийного вещества, увеличение его объема и глубинный диапиризм приводят к воздыманию верхней оболочки Земли, проявлениям вулканизма на все большем расстоянии от выхода первоначальной системы глубинных разломов на поверхность. Так образуются вулканические геоантиклиналы (вулканические островные дуги). Проявлению вулканизма в островных дугах, возможно, способствовал предполагаемый [32] процесс оттока жидкой фазы плавления вещества астеносферных слоев из районов глубоководных желобов под островные дуги вследствие «заталкивания» края океанического литосферного блока под континентальный блок.

По-видимому, несколько позднее образования вулканических геоантиклиналей в условиях дальнейшего растяжения и рифтогенеза формируются окраинные моря на месте континентальных блоков. Многие исследователи отмечают мелководные породы на современных больших глубинах в низах рыхлых осадков этих морей, что говорит о быстром некомпенсированном прогибании дна. Растяжение и прогибание дна современных окраинных морей должно было сопровождаться подъемом разуплотненного нагретого вещества, что действительно фиксируется повышенным тепловым потоком.

Известно, что земная кора в районах глубоководных котловин находится в изостатически равновесном состоянии. Поэтому интенсивные молодые опускания этих впадин невозможно объяснить без процесса изменения физических свойств пород (увеличения плотности). Вероятно, он связан с насыщением верхней оболочки Земли базитовыми силлами и вулканитами основного состава [3]. Это

фиксируется повышенными скоростями прохождения сейсмических волн, и соответственно повышением поверхности М. К. Ф. Сергеев предложил назвать такой процесс «мантизацией» земной коры (приобретение породами коры физических параметров мантии) [32]. При расширении Земли и выполаживании зон глубинных разломов процессы рифтогенеза гипергенной оболочки расширялись за счет прилегающих краев континентальных блоков, и таким образом зона сочленения континента и океана расширялась за счет первого. То, что впадины окраинных морей имеют изометричные очертания и занимают секущее положение по отношению к комплексам островных дуг, по-видимому, и обусловлено выполаживанием зон глубинных разломов (горизонтальная проекция их плоскости становится шире).

Мы сознательно избегали использования в своих построениях зон Беньофа—Заварицкого в историко-генетическом плане. В литературе очень широко распространен подход, при котором все эндогенные проявления геологического прошлого (и зачастую далекого геологического прошлого!) связывают с «палеозонами Беньофа». Не следует, однако, забывать, что зоны Беньофа—Заварицкого, впервые описанные К. Вадати, — это зоны, в которых сконцентрированы глубокофокусные землетрясения, т. е. они представляют собой современные сейсмические зоны. Говорить о сейсмичности в геологическом прошлом нет основания, поэтому привлечение «палеозон Беньофа» к тектоническим построениям прошлого не имеет смысла [21].

Предполагается, что с этапа образования вулканических геантиклиналей и окраинных морей формируется «земная кора переходного типа», а ранее сформированная континентальная кора все более базифицируется в результате внедрения многочисленных силлов базитовых пород, излияния на поверхность вулканитов основного и среднего состава. Это ведет к изменению физических свойств земной коры, приближая ее к свойствам океанической коры. Однако, как справедливо указывает В. В. Белоусов [3], сравнение это правомерно только в физическом (по сейсмическим свойствам), а не в геологическом и геохимическом смысле.

Резкие колебательные движения в прогибах приводили к чередованию морских и наземно-пресноводных осадков. Обилие местных источников сноса давало материал для грубообломочных отложений. Сформированная ранее и метаморфизованная континентальная кора реагировала на глубинный диапиризм образованием пологого широкого свода, и растрескивание гипергенной оболочки происходило в этой зоне, а не по отдельным узким зонам.

Существующие условия привели к тому, что в зонах сочленения континента и океана происходили, с одной стороны, накопление мощных геосинклинальных осадочных и эффузивно-пирокластических образований, их метаморфизация, гранитообразование, формирование наземно-пресноводных толщ, а с другой — увеличение проницаемости верхней оболочки Земли и роли базитового магматизма, формирование вулканогенно-кремнисто-глинистых групп фор-

маций, развитие вулканических геосинклиналей и глубоководных впадин. Все это указывает на сиализацию и базификацию гипергенной оболочки Земли.

Таким образом, зона сочленения континента и океана может рассматриваться как область геосинклинального развития в широком смысле этого понятия. Однако если противопоставлять собственно геосинклинальный и орогенный этапы, то эта зона обладает чертами развития как собственно геосинклинального (вулканогенно-кремнисто-глинистые группы формаций, преобладание базитовых магматических продуктов, развитие толентовых базальтов), так и орогенного (пресноводно-континентальные грубообломочные образования, калийные и щелочные магматические продукты) развития.

Расположение вулканических поясов, островных дуг и других элементов геосинклинальных систем часто приурочивается к современной зоне Беньюфа—Заварицкого. Однако зональное расположение этих тектонических элементов обусловлено, конечно, не самой сейсмофокальной зоной, а долгоживущей зоной сближенных глубинных разломов. Положение такой зоны разломов в пространстве, пересечение его различных глубинных горизонтов, в том числе астеносферных слоев, определяет, по нашему мнению, закономерную смену магматических очагов и состава магматических продуктов, изменение эндогенных режимов и, как результат, металлогению разных структурно-формационных зон.

Упрощенно геодинамическая модель зоны сочленения континента и океана (по крайней мере тихоокеанского типа) представляется в следующем виде (рис. 34). В процессе расширения Земли на стыке континентального и океанического блоков образуются зоны глубокопроникающих сколов. Вдоль этой зоны происходит растяжение земной поверхности, поступление мантийного вещества и накопление геосинклинальных осадков. Растяжение земной коры приводит к глубинному диапиризму. Глубинный диапиризм в сочетании с процессами сжатия Земли вызывают инверсирование геосинклинальных прогибов, метаморфизм и складкообразование. В процессе дальнейшего расширения Земли зоны глубинных разломов выполаживаются, что приводит к расширению фронта магматизма и возникновению вулканических геосинклиналей на некотором расстоянии от этих зон. Растяжением и прогибанием охватываются все более широкие участки континентального блока с образованием окраинных морей. Образуется зона сочленения континента и океана, в которой накладываются процессы сиализации и базификации гипергенной оболочки. Со стороны океана на континентальный блок наступает фронт океанизации поверхности Земли.

В свете изложенного по-новому можно оценивать соотношения процессов унаследованности и наложенности. Их не следует противопоставлять, так как они, скорее, дополняют друг друга. Зона сочленения континента и океана в целом образовалась на стыке областей континентального и океанического развития, но по своей

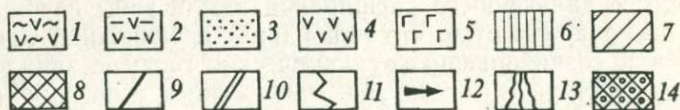
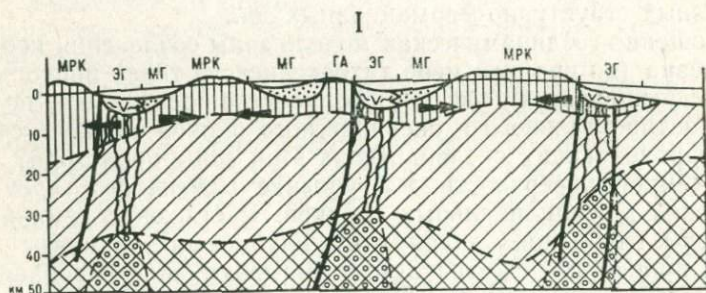
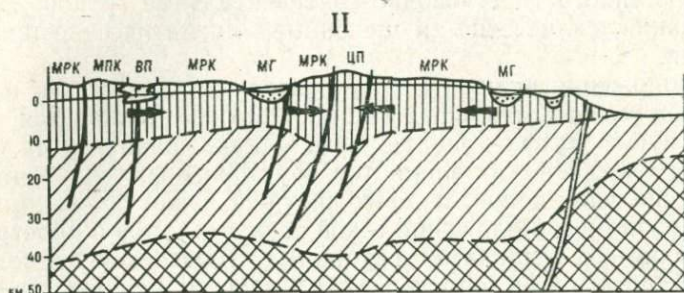
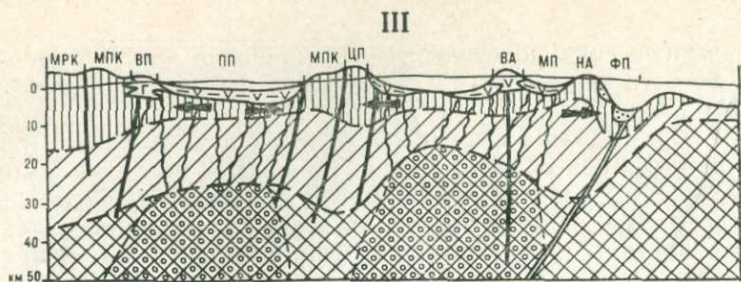


Рис. 34. Стадии геологического развития (I—III) зоны сочленения континента и океана

1—2 — вулканогенно-кремнисто-терригенные образования (1 — с яшмами и кремнистыми сланцами, 2 — с опоками и кремнистыми аргиллитами); 3 — терригенные образования; 4 — преимущественно подводные вулканы; 5 — преимущественно наземные вулканы; 6 — «консолидированная кора»; 7 — «базальтовый слой»; 8 — верхняя мантия; 9 — разломы; 10 — глубинные разломы, совпадающие с зоной Бенюфа; 11 — фациальные переходы; 12 — направление напряжений в коре; 13 — зоны повышенной проницаемости; 14 — зоны частичного плавления и мантийного диапиризма. МРК — массив ранней консолидации; МПК — массив поздней консолидации; ЭГ — эвгеосинклиналь; МГ — миогеосинклиналь; ГА — внутренняя геосинклиналь; ВП — вулканический пояс; ЦП — центральное поднятие; ПП — передовой прогиб; ВА — вулканическая геосинклиналь; НА — невулканическая геосинклиналь; МП — междуговой прогиб; ФП — фронтальный прогиб; ТП — тыловой прогиб

конфигурации она не совпадает с континентальным или океаническим блоком. В осевых частях этой зоны новые прогибы унаследуют прежние, а на ее периферии развиваются наложенные прогибы. Орогенный этап развития не обязательно следует за собственно геосинклинальным, но может сосуществовать с последним.

Несколько по-новому в свете изложенной модели можно рассмотреть и соотношения процессов непрерывности, направленности, с одной стороны, и прерывистости, цикличности — с другой. В настоящее время, пожалуй, не вызывает сомнения то, что эндогенные процессы происходят прерывисто, импульсивно, и в то же время каждый отдельно взятый участок Земли полностью не повторяет своего развития, т. е. имеет место необратимость. Эти явления не следует противопоставлять, они опять же сосуществуют во времени и пространстве. Непрерывность, необратимость геологических процессов обусловлена необратимостью развития Земли как планеты (непрерывное расширение, постоянная дегазация недр, поступательное изменение состояния Земли как элемента Солнечной системы). Прерывистость, цикличность геологических процессов (чередование эпох растяжения и сжатия, существование глобальных фаз тектономагматической активности, циклы осадконакопления и другое) обусловлены импульсивной реакцией верхней оболочки Земли на постоянные внутренние и внешние силы, снятием накапливающихся в ее глубинных оболочках напряжений.

Предложенная геодинамическая модель зоны сочленения континента и океана поднимает и ряд вопросов, которые требуют решения. Не ясны, в частности, петрогенетические причины совместного проявления щелочных, известково-щелочных и толеитовых магм. По существующим представлениям, эти магмы должны выплавляться с разных глубин. Возможно, дело здесь в длительно происходящем снятии давления по глубинным разломам. Требуется объяснения физическое, точнее астрофизическое, понимание расширения объема Земли. Все это может быть предметом дальнейших исследований.

НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Своеобразие строения и геологического развития зон сочленения континента и океана, очевидно, должно отразиться на специфике полезных ископаемых «переходных зон», что важно для научного обоснования направлений поисков месторождений. Однако следует учитывать, что выделение зон сочленения континента и океана во многих регионах еще неоднозначно, поэтому возможны погрешности и в определении специфики полезных ископаемых таких зон. Чтобы сократить возможность ошибок, полезные ископаемые зон сочленения континента и океана рассмотрим их в наиболее изученных регионах. По каждой группе полезных ископаемых вначале охарактеризуем полезные ископаемые зоны сочленения

Азиатского континента и Тихого океана на примере южной части Дальнего Востока, а затем такие же зоны других регионов.

Из горючих полезных ископаемых в южной части Дальнего Востока СССР известны месторождения нефти и газа каменного и бурого угля. Нефтяные и газовые месторождения сконцентрированы на территории Сахалина и на акватории Охотского моря.

Месторождения нефти и газа на Сахалине располагаются в кайнозойских образованиях. Большинство из них находится в отложениях среднемиоцен-плиоценового формационного комплекса. Чаще всего нефтегазоносные пласты залегают в окобыкайской (верхний миоцен), но нередки также в дагинской (средний — верхний миоцен) и нutowской (плиоцен) свитах. Отдельные месторождения (например, Северо-Имчанское) располагаются среди отложений олигоцен-нижнемиоценового формационного комплекса.

Среди палеогеновых (доолигоценных) миогеосинклинальных отложений известен ряд нефтегазопроявлений, однако, несмотря на многолетние поиски, месторождений в них не обнаружено. Характерно, что проявления нефти и газа в палеогеновых образованиях установлены только в пределах неогеновых зон сочленения континента и океана (в основном юго-западное побережье Сахалина). Там, где палеогеновые формации пространственно не входят в эту зону (приосевая часть Западно-Сахалинских гор), нефтегазопроявления отсутствуют. Поэтому можно предположить, что все проявления нефти и газа в палеогеновых образованиях связаны с неогеновой историей геологического развития.

Среди верхнемеловых миогеосинклинальных отложений Сахалина прямых признаков нефти достоверно не установлено. Имеются лишь немногочисленные газопроявления в разведочных скважинах. Доверхнемеловые эвгеосинклинальные формационные комплексы полностью лишены нефтегазопроявлений.

Таким образом все без исключения месторождения нефти и газа на Сахалине не выходят за пределы выделенной нами зоны сочленения континента и океана.

Месторождения нефти и газа на Сахалине входят в Японо-Охотоморскую кайнозойскую нефтегазоносную провинцию, выделенную в 1962 г. С. Н. Алексейчиком. В этой провинции, кроме Сахалина, месторождения нефти и газа известны пока только в Японии (северная и юго-западная части о-ва Хоккайдо и побережья Японского моря на о-ве Хонсю). Подавляющее большинство месторождений Японии располагаются среди черных сланцев ярусов Фунакава и Онагава миоценового возраста [45]. Эти образования мы относим к среднемиоцен-плиоцевому формационному комплексу переходного типа. Следует отметить, что в Японии известны месторождения в меловых и даже юрских отложениях. Однако геологическая структура таких участков чрезвычайно сложна, часты надвиги мезозойских образований на неогеновые, и не исключено, что нефть и газ проникли в меловые и юрские образования из более молодых толщ.

Из других регионов на стыке Азиатского континента и Тихого океана месторождения нефти и газа известны на Малайском архипелаге и островах Филиппинского архипелага. Они, как правило, приурочены к кайнозойским формациям, которые по составу и структуре можно отнести к переходным формационным комплексам и соответственно к зоне сочленения континента и океана.

Пространственная приуроченность месторождений нефти и газа к структурным элементам внутри зоны сочленения Азиатского континента и Тихого океана пока может быть намечена только в самом общем виде. Как правило, месторождения тяготеют к формационным комплексам парагеосинклиналей и передовых прогибов, которые отличаются максимальными мощностями осадочных образований. В разряд неперспективных, возможно, следует включать невулканические и вулканические геоантиклинали: первые сложены доинверсионными формациями, а во вторых резко преобладают вулканиты, а осадочные отложения играют второстепенную роль.

Конечно, не все месторождения нефти и газа следует связывать с зонами сочленения континента и океана. Скорее всего, природа нефтегазовых скоплений и геологических обстановок их нахождения разнообразны. Однако когда речь идет о регионах, располагающихся на стыке Азиатского континента и Тихого океана, то выясняется, что подавляющее большинство месторождений нефти и газа этих регионов не выходят за пределы зон сочленения континента и океана. Поэтому можно говорить, что зона сочленения Азиатского континента и Тихого океана специализирована на нефть и газ.

В связи со сказанным интересным представляется сравнение нефтегазосодержащих зон сочленения Азиатского континента и Тихого океана с нефтегазоносными внутриконтинентальными структурными элементами, например, Западно-Сибирской плитой. Последняя с востока ограничена байкалидами Енисейского кряжа и Восточного Саяна [42]. Нефтяные и газовые месторождения располагаются в чехле плиты, который имеет возраст от позднего триаса и ранней — средней юры до неогена. В чехле [13] чередуются наземно-пресноводные, часто угленосные и морские, преимущественно глинистые, формации [13]. Первые чаще развиты в верхнем триасе, нижней юре, валанжине, альб-сеномане, дате и олигоцене, вторые — в верхней юре, апте, туроне, маастрихте и эоцене. Общая мощность отложений чехла Западно-Сибирской плиты, по данным П. К. Куликова и М. Я. Рудкевича, достигает 5000—7000 м. Характерно, что среди морских осадков широко распространены кремнистые опоковидные глины, опоки и слонголиты. Особенно их много в абалакской свите верхней юры, устьманьинской и аятской свитах ипатовского горизонта и федюшинской свите славгородского горизонта верхнего мела, марсятском и нижнелюлинском горизонтах палеогена [13]. Эти относительно глубоководные образования характеризуют фации открытого моря. По периферии морских бас-

сейнов кремнистые аргиллиты и глина замещаются кварц-глауко-нитовыми песками.

Широкое развитие кремнистых, относительно глубоководных образований противоречит отнесению Западно-Сибирской плиты к платформе. Платформенные чехлы чаще всего сложены карбонатными и песчано-глинистыми образованиями с преобладанием первых. Это свойственно Русской, Скифско-Туранской и другим плитам. На Западно-Сибирской плите в ее чехле карбонатных пород нет и большую роль играют кремнистые породы. В. Е. Хаин объясняет это своеобразие климатическими условиями [42].

Отнесение чехла этой плиты к платформенному типу, казалось бы, подтверждает отсутствие вулканических формаций. Многие годы все магматические породы Западно-Сибирской плиты относили к фундаменту чехла. Однако в 1964—1968 гг. Н. С. Лагутенкова, Т. Н. Процветалова и С. Г. Саркисян, а в последнее время А. В. Ван установили, что многие пласты, которые ранее относили к глинистым, представляют собой сильно измененные и разложившиеся вулканы основного, реже кислого состава. По подсчетам А. В. Вана, количество вулканитов составляет для триаса 70 %, для юры 30 %, для мела 20 % объема образований чехла плиты. Мощность пластов туффов, туфов и лав достигает 7 м. Во многих горизонтах отмечается флишоподобная ритмичность, близкая к турбидитной (так называемые «туфовые ритмы»). Не исключены также силлы изверженных пород. Поэтому отнесение всех вулканитов и трапповых интрузивов Западно-Сибирской низменности к фундаменту плиты требует пересмотра.

Среди дислокаций чехла плиты имеются как купола, брахискладки, так и линейно-вытянутые складки [13]. Антиклинали обычно узкие и относительно крутые, синклинали пологие и широкие.

Чередование морских относительно глубоководных кремнисто-глинистых образований и наземно-пресноводных терригенных формаций, присутствие вулканитов основного и кислого составов, складчатость промежуточного типа, большие мощности осадков, резкая фациальная изменчивость — все эти признаки чехла Западно-Сибирской плиты свойственны «переходным» формационным комплексам. Интересно, что геофизические данные, по Н. А. Беляевскому, показывают здесь сокращенную мощность земной коры. Если в складчатом обрамлении (Урал, Енисейский кряж) она составляет 42—48 км, а на юге достигает 50 км, то в центре Западно-Сибирской плиты мощность земной коры равна 35—40 км, а местами (Нядаяхская зона) уменьшается до 29—31 км. На север она постепенно сокращается (в Карском море 25—30 км, в Северном Ледовитом океане 5—15 км). Таким образом, земная кора Западно-Сибирской плиты скорее «переходного», чем континентального типа. Все это, а также структурное положение Западно-Сибирской плиты между Северным Ледовитым океаном и Азиатским континентом, возможно, позволяет отнести ее к зоне сочленения континента и океана.

Не вдаваясь в дискуссию о гипотезах неорганического и органического происхождения нефти, следует отметить, что приведенные материалы в данной работе помогают сблизить эти крайние гипотезы. В зонах сочленения континента и океана имеет место наложение процессов сиализации и базификации. Первый ведет к накоплению мощных осадков, содержащих органическое вещество, и пород, которые могут служить коллекторами, а второй — к увеличению проницаемости земной коры, насыщению ее продуктами дегазации Земли. Оба эти процесса благоприятно влияют на нефтенакопление: первый как нефтераспределяющий процесс, а второй — как нефтеподводящий.

Переходные формационные комплексы таких зон, в которых чередуются наземно-пресноводные угленосные и относительно глубоководные кремнисто-вулканогенные образования, содержат и органическое вещество двух типов: за счет углей и углистых пород, с одной стороны, и биохемогенных кремнистых образований (типа диатомитов и опок) — с другой. Роль биохемогенных кремнистых образований (опоки и диатомиты) как источников органического вещества для образования нефти и газа до недавнего времени недооценивались. Однако после того как в них обнаружили высокие содержания углеводородов и битумоидов (до 0,5—0,7 %), их стали рассматривать возможно нефтепроизводящими. Все эти органические вещества при определенных условиях превращаются в углеводороды. Один из вариантов таких условий предложили недавно Е. В. Краснов и В. В. Крапивенцева. По их мнению, органическое вещество кремнистых и угленосных пород может превращаться в углеводороды нефти и газа за счет воздействия эндогенных газовых струй, образующихся при дегазации Земли и поднимающихся в верхнюю оболочку по зонам глубинных разломов. Таким образом, предложено биоэндогенное происхождение нефти и газа.

Каменный и бурый уголь относится к полезным ископаемым, приуроченным как к континенту, так и зоне сочленения континента и океана. Для углей наиболее важным представляется литологический контроль: они связаны с терригенными наземно-пресноводными или прибрежно-морскими отложениями. Следует, однако, отметить, что в зоне перехода от континента к океану эти месторождения, хоть и небольшие по размерам и с преобладанием бурых углей, но характеризуются высоким качеством углей, вследствие чего могут служить не только энергетическим топливом, но и сырьем для получения искусственного жидкого топлива, высококалорийного газа и химических продуктов.

Металлические полезные ископаемые. С. С. Смирновым, Ю. А. Билибиным и Е. А. Радкевичем определены в основном металлогенические черты Тихоокеанского рудного пояса. При этом зона сочленения Азиатского континента и Тихого океана, по их мнению, входит во внутреннюю часть пояса. Она характеризуется молодым (неогеновым) возрастом оруденения и преобладанием месторождений фемического профиля (медь, никель, кобальт, титан, марганец и другие металлы). Наиболее важными с практиче-

ской точки зрения для этой зоны являются благородные, цветные и редкие металлы.

Проявления золота в зоне сочленения континента и океана не характеризуются большим разнообразием типов. Это в основном низкотемпературные руды, приуроченные к вулканитам. Рудопроявления пространственно связаны с миоценовыми эффузивными формациями, входящими в состав формационных комплексов переходного типа. Оруденение колчеданного или сульфидного типов располагается в пропилитах, вторичных кварцитах или в гидротермально-переработанных эффузивах среднего и основного состава (андезито-базальтовая или трахиандезитовая формации).

Такой тип оруденения имеется на Японских островах, где он является комплексным — золото-серебряным. Золото-серебряные месторождения известны в юго-западной части о-ва Хоккайдо (провинциях Китаками, Идзу, Тадзима и др.) [45]. Наиболее крупные золотые и серебряные рудники расположены на о-ве Хоккайдо, где разрабатываются именно эпитермальные месторождения. Они представляют собой кварцевые или адуляр-кварцевые жилы с золотом и серебром, секущие миоценовые глинистые сланцы, туфо-песчаники, туфы, андезиты, липариты. Главными рудными минералами на таких месторождениях являются самородное золото, самородное серебро, аргентит и серебросодержащие сульфосоли. В некоторых месторождениях Юго-Западного Хоккайдо золото и серебро встречаются в теллуридах.

Из месторождений *цветных и редких металлов*, по-видимому, наиболее перспективными для зон сочленения континента и океана являются медноколчеданный и колчеданно-полиметаллический типы. Г. М. Власов считает, что перспективны на эти типы руд формации вулканических островных дуг типа Большой Курильской гряды. При этом медноколчеданные руды располагаются на верхних стратиграфических горизонтах вулканических и вулканоплутонических ассоциаций. Индикатором оруденения, по Г. М. Власову, является «туфовый флиш».

Колчеданные месторождения давно известны на Японских островах, где получили название «тип куроко» («черная руда») [45]. Они содержат галенит, сфалерит, халькопирит. Руды «куроко» обычно залегают в центральных частях рудных колчеданных тел и окружены сначала рудами «око» («желтая земля»), затем рудами «кепко» («кремнистая порода»). Вмещающие породы, как правило, интенсивно окремнены или переработаны в глинистое вещество (за счет аргиллизации). Рудопроявления такого типа известны и на Сахалине. В частности, по данным В. М. Гранника, Иньское рудопроявление приурочено к вулканогенно-осадочным образованиям и субвулканическим интрузивам миоцена. Нами в эффузивах трахиандезитовой формации позднего миоцена — раннего плиоцена выявлено Замирайловское оруденение.

Колчеданно-полиметаллическое оруденение широко представлено в формационных комплексах переходного типа на Камчатке.

Здесь оно размещается преимущественно в эпидот-хлоритовых пропилитах.

Меньшее значение для зон сочленения континента и океана имеет пока медно-порфировое оруденение, которое, по данным Г. М. Власова, залегает под вулканами на более низких гипсометрических уровнях. Такой тип оруденения развит на Камчатке и Японских островах.

По-видимому, обычными полезными ископаемыми из класса цветных и редких металлов являются месторождения и рудопроявления вольфрама, ртути и сурьмы. На Сахалине вольфрамоносны пропилиты и вторичные кварциты, сформированные по неогеновым вулканитам и субвулканическим интрузивам основного и среднего состава. В Японии вольфрамовые руды чаще всего приурочены к колчеданно-полиметаллическим месторождениям «типа куроко», встречаются также руды контактово-метасоматического типа, тяготеющие к интрузивам основного и среднего состава миоценового возраста [45].

Рудопроявления и месторождения ртути, располагающиеся в переходных формационных комплексах Сахалина, Камчатки и Японских островов выявлены в основном в неогеновых вторичных кварцитах, пропилитах и туфопесчаниках. С ними нередко связано высокое содержание самородной ртути. Повсеместно руды ртути приурочены к разломам.

Продуктивные месторождения сурьмяных руд в пределах зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану обнаружены на Японских островах (провинция Сидара), где жилы с сурьмяной рудой секут миоценовую вулканическую формацию основного — среднего состава, с которой пространственно связаны интрузивы долеритов и кварцевых габбро [45]. Рудопроявления близкого типа имеются также на Центральном Сахалине.

Другие редкие металлы (германий, скандий, селен, лантан, цезий, индий, галлий) в Японии получают из полиметаллических руд и неогеновых углей [45]. Причем в Японии более молодые угли содержат больше этих редких металлов, чем древние (например, мезозойские).

Неметаллические полезные ископаемые зоны сочленения Азиатского континента и Тихого океана непосредственно связаны с формациями, слагающими формационные комплексы переходного типа. Кремнисто-глинистые формации содержат пласты опоковидных аргиллитов и алевролитов, опок и диатомитов, которые могут использоваться в качестве грунтовок при окраске, огнеупорного сырья при кладке печей и подов доменных печей, для получения известково-диатомитовых и сульфатостойких пуццолановых портландцементов высокого качества, для регенерации авиационных масел, в пищевой промышленности для фильтрации продуктов виноделия и пивоварения, очистки растительных масел. Месторождения этих пород известны на о-ве Сахалин (Шебунинское, Пильское, Лопатинское, Охотское, Новоселовское, Синегорское и др.), в Японии (префектуры Исикава, Акита, Мияги, Симане) и

в других регионах. Месторождения опок и диатомитов не выходят за пределы позднекайнозойских зон сочленения континента и океана и, по-видимому, являются для них специфическими.

В кремнисто-глинистых образованиях переходных формационных комплексов обнаружены также месторождения цеолитов, весьма ценного сырья для фильтрования и очистки вод, сахарных сиропов, при крашении тканей и т. д. Все более ценным сырьем для сельского хозяйства становятся фосфориты, месторождения которых имеются на Сахалине (п-ов Шмидта, в бассейне рек Нампи, Даги, Шахтерки, Углегорки и др.), на Камчатке (Тигильский район). Они приурочены, как правило, к горизонтам опоковидных и кремнистых алевролитов. В Японии месторождения фосфоритов имеются в префектурах Исикава и Кагосима, где они располагаются в кремнисто-глинистых формациях миоценового возраста [45]. Все эти месторождения цеолитов и фосфоритов располагаются только в зоне сочленения континента и океана и, по-видимому, также являются специфическими для нее.

Возможно, специфичны для зоны сочленения континента и океана месторождения серы вулканогенно-осадочного и вулканогенно-метасоматического генезиса, развитые в Японии, на Курильских островах и на Камчатке. Они располагаются в вулканитах неогенового и четвертичного возраста. Характерно, что в вулканических районах континентальной части Азиатского континента (Восточно-Азиатский вулканический пояс, внутриконтинентальные вулканические зоны типа Баджальской) месторождений серы не обнаружено.

К зонам сочленения континента и океана, очевидно, можно отнести проявления глауконита, бора и алунитов. Первые приурочены, как правило, к трансгрессивным частям неогеновых формационных комплексов, вторые — в качестве метаборной кислоты в минеральных водах, связанных с разрывными дислокациями этих комплексов, третьи развиты в вулканических геоантиклиналях среди вулканитов кайнозойского возраста. В Японии алуниты используются для получения сульфата алюминия, приготовления квасцов и калийных сульфатных удобрений. Наиболее крупное месторождение находится на о-ве Хонсю в районе Тогибара [45]. Алуниты здесь располагаются в липаритовых, дацитовых и андезитовых вулканитах и часто сопровождаются зонами каолинизации и окремнения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе петрографических (литологических) и структурных признаков выделены мезозойские и кайнозойские геологические формации и формационные комплексы Сихотэ-Алиня, Сахалина и Курильских островов. Сделана попытка скоррелировать формационные комплексы указанных территорий со слоями, выделяемыми в акваториях дальневосточных морей по геофизическим данным. Определен ряд закономерностей пространственных соотношений этих геологических тел. В частности, сделан вывод, что офиолиты — это фрагменты нескольких формационных комплексов, причем вулканиты часто пространственно разобщены от габброидов и гипербазитов. На основании сопоставления геологической и геофизической структуры региона установлено усложнение структуры снизу вверх и в направлении от океана к континенту. Поверхность «гранитно-метаморфического слоя» в общем плане соответствует кровле эвгеосинклинальных вулканогенно-кремнисто-глинистых формационных комплексов.

В результате анализа вещественных особенностей геологических тел и их структуры восстановлена история геологического развития региона. Связующим звеном между статическими и ретроспективными построениями служили неотектонические модели и материалы по фазам тектогенеза (наблюдения над угловыми и стратиграфическими несогласиями). Непосредственно ретроспективные построения (палеотектонические реконструкции) осуществлялись от молодых к более древним этапам. Построены палеотектонические схемы для отрезков времени соответствующих времени формационных комплексов. Выяснилось, что современные структурные элементы в пределах изученного региона прослеживаются только до олигоцена. Установлено омоложение фаз тектонической активности, обусловивших смену главных структурно-вещественных комплексов (основания, собственно геосинклинального, орогенного и плитного) с запада на восток. Неогеновые и современные окраинно-континентальные вулканогенные пояса в мелу и палеогене были внутриконтинентальными; значительная часть региона в палеогене представляла собой геосинклинально-складчатую область. С олигоцена эта область была вовлечена в иной геотектонический режим, который отличался от предыдущего своей общей направленностью — усилением процессов базификации гипергенной оболочки Земли.

Материалы по историко-геологическим реконструкциям синтезированы путем районирования изученного региона по классам и типам геологического развития. В качестве классов геологического развития выделены континент, океан и зона сочленения между

ними. Континент подразделяется на срединный массив, молодую платформу, устойчивые геантиклинали, массивы ранней консолидации, массивы поздней консолидации, центральные поднятия и окраинно-континентальный вулканогенный пояс. В пределах зоны сочленения континента и океана выделены парагеосинклиналь, передовой прогиб, вулканическая и невулканическая геантиклинали, тыловой, фронтальный и междуговой прогибы. Каждый из этих классов и типов геологического развития характеризуется определенным набором геологических формаций, характером магматизма, метаморфизма и дислокаций, контрастностью и интенсивностью тектонических движений, соотношением поднятий и опусканий.

Таким образом, зона сочленения Азиатского континента и Тихого океана представляет собой специфический структурный элемент Земли первого порядка. Его своеобразие проявляется прежде всего в вещественных особенностях геологических тел: в сочетании собственно геосинклинальных и орогенных признаков формационных комплексов (чередование наземно-пресноводных грубообломочных, часто угленосных, и глинисто-кремнистых глубоководных осадочных формаций, совместное развитие толентовых, известково-щелочных и щелочных вулканитов, промежуточный характер дислокаций).

Такие формационные комплексы отмечаются с олигоцена, поэтому можно сделать вывод, что зона сочленения Азиатского континента и Тихого океана как самостоятельная структура существует с олигоцена. С этого времени она расширяется в западном направлении (за счет Азиатского континента) при более стабильной восточной границе. Особые геологические тела — результат наложения (сложения и слияния) процессов сиализации и базификации гипергеиной оболочки Земли. Сиализация и базификация понимаются в геологическом смысле: с одной стороны, накопление осадочных толщ, увеличение грубозернистости терригенных отложений, метаморфизм геосинклинальных комплексов, образование гранитоидных формаций и контрастных известково-щелочных серий вулканитов, с другой, — увеличение роли основных вулканитов, в значительной части толентового типа, широкое распространение вулканогенно-кремнисто-глинистых групп формаций, повышение степени проницаемости земной коры, формирование глубоководных котловин внутренних морей.

Геологические признаки зоны сочленения континента и океана, установленные на примере южной части Дальнего Востока СССР, обнаруживаются также и в других регионах на стыке Азиатского континента и Тихого океана (Камчатка, Корякское нагорье, Японские острова, острова Филиппинского архипелага, Малайский архипелаг). Эти зоны чаще всего восстанавливаются с раннего миоцена или олигоцена, но местами на Малайском архипелаге и о-ве Новая Гвинея возможно их выделение с палеогена (эоцена или даже палеоцена).

Зона сочленения Азиатского континента и Тихого океана рассмотрена в свете геотектонических гипотез: традиционной «геосин-

клинальной теории», концепции первичной океанической коры и «новой глобальной тектоники». Однако ни одна из них не может претендовать на универсальность. Традиционная «геосинклинальная теория» не согласуется с современными данными по составу и строению дна Тихого океана. Две другие концепции противоречат данным геологии магматических пород, палеогеографическим и палеотектоническим реконструкциям. Установлено, в частности, что офиолиты формировались в различных геотектонических обстановках, как на коре океанического типа, так и на сиалическом основании. Наиболее обоснованной представляется автору гипотеза расширяющейся Земли. Она удовлетворительно объясняет строение дна океанов, глобальную систему глубинных разломов и рифтовых зон, проблему пространства для складчатых зон и эволюцию геосинклиналей.

Геодинамическая модель зоны сочленения континента и океана построена на основе гипотезы расширяющейся Земли с использованием методологических приемов концепции фиксизма и отдельных положений концепции первичной океанической коры. Предполагается, что характер эндогенных режимов в зоне сочленения континента и океана на ранних этапах развития связан с формированием глубинных разломов, частичным плавлением вещества мантии и глубинным диапиризмом поднимающихся вверх астеносферных линз. Последующее выполаживание глубинных разломов и соответствующее смещение зон магматизма при продолжающемся расширении поверхности Земли приводят к образованию новых геосинклинальных прогибов и окраинных морей. В свете предложенной геодинамической модели по-новому рассматриваются явления унаследованности и наложенности, прерывистости и направленности геологических процессов.

Охарактеризованы некоторые закономерности размещения полезных ископаемых зоны сочленения Азиатского континента и Тихого океана. К этой зоне пространственно приурочены все месторождения и проявления нефти и газа Дальнего Востока. Продуктивные горизонты располагаются, как правило, в миоценовых и плиоценовых толщах, относимых к переходным формационным комплексам. Поэтому перспективы нефтегазопромысловых работ региона связываются с зонами сочленения континента и океана. Большое значение имеют также медноколчеданные, колчеданно-полиметаллические и золото-серебряные руды, а из нерудных ископаемых — цеолиты, опоки и диатомиты.

Расширение числа признаков зон сочленения континента и океана, их диагностика, развитие представлений о структуре, составе и развитии таких зон представляются задачами дальнейших исследований. Они должны помочь созданию единой теории геологического развития Земли и теоретических основ поисков месторождений полезных ископаемых и способствовать повышению эффективности геологоразведочных работ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Алексейчик С. Н., Гальцев-Безюк С. Д., Ковальчук В. С., Сычев П. М.* Тектоника, история геологического развития и перспективы нефтегазоносности Сахалина. Л., Госгеолтехиздат, 1963, 275 с.
2. *Архипов И. В.* Очерк тектоники островов Индонезийского архипелага.— В кн.: Кайнозойские тектонические зоны периферии Тихого океана (труды ГИН, вып. 113). М., Наука, 1964, с. 47—87.
3. *Белоусов В. В.* Геотектоника. М., Изд-во МГУ, 1976, 334 с.
4. *Белоусов В. В.* Переходные зоны между континентами и океанами. М., Недра, 1982, 152 с.
5. *Беммелен Ван Р. В.* Геология Индонезии. М., Изд-во иностр. лит., 1957, 394 с.
6. *Браун Д., Кэмпелл Л., Крук К.* Геологическое развитие Австралии и Новой Зеландии. М., Изд-во иностр. лит., 1970, 348 с.
7. *Варнавский В. Г.* Палеогеновые и неогеновые отложения Среднеамурской впадины. М., Наука, 1971, 160 с.
8. *Васильев Б. И., Жильцов Э. Г., Суворов А. А.* Геологическое строение юго-западной части Курильской системы дуга — желоб. М., Наука, 1979, 106 с.
9. *Власов Г. М.* Островные дуги и новая глобальная тектоника.— Геотектоника, № 1, 1976, с. 5—16.
10. *Геологическое развитие Японских островов.* М., Мир, 1968, 719 с.
11. *Геологическое строение северо-западной части Охотского моря/Л. С. Маргулис, В. Б. Мудрецов, Б. Г. Сапожников и др.*— Сов. геология, № 7, 1979, с. 61—71.
12. *Геология и полезные ископаемые Корякского нагорья/Б. Х. Егизаров, О. П. Дундо, Л. И. Анишева и др.* (труды НИИГА, т. 148). Л., Недра, 1965, 343 с.
13. *Геология нефти и газа Западной Сибири/Л. Э. Конторович, И. И. Нестеров, Ф. К. Салманов и др.* М., Недра, 1975, 680 с.
14. *Геология Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана.* Т. 2. Магматизм и тектоника (под ред. Л. И. Красного и др.). Л., Недра, 1978, 248 с.
15. *Геология СССР.* Т. 19. Хабаровский край и Амурская обл. Ч. I. Геологическое описание. М., Недра, 1966, 736 с.
16. *Геология СССР.* Т. 31. Камчатка, Курильские и Командорские острова. Ч. I. Геологическое описание. М., Недра, 1964, 733 с.
17. *Геология СССР.* Т. 33. Остров Сахалин. М., Недра, 1970, 432 с.
18. *Гнибиденко Г. С.* Тектоника дна окраинных морей Дальнего Востока. М., Наука, 1979, 163 с.
19. *Коренные породы дна центральной части Охотского моря/А. А. Геодекян, Г. Б. Удинцев, Б. В. Баранов и др.*— Сов. геология, № 6, 1976, с. 12—31.
20. *Косыгин Ю. А.* Основы тектоники. М., Недра, 1974, 216 с.
21. *Косыгин Ю. А.* Тектоника. Изд. 2-е, перераб. и допол. М., Недра, 1983, 536 с.
22. *Кузнецов Ю. А.* Главные типы магматических формаций. М., Недра, 1964, 387 с.
23. *Леликов Е. П., Терехов Е. П., Маркевич В. С.* Нижнемеловые и палеогеновые отложения подводной возвышенности Ямато (Японское море).— Докл. АН СССР, т. 253, № 3, 1980, с. 687—693.
24. *Милаиновский Е. Е.* Некоторые закономерности тектонического развития и вулканизм Земли в фанерозое (проблема пульсации и расширения Земли).— Геотектоника, № 6, 1978, с. 3—16.
25. *Парфенов Л. М., Попеко В. А., Попеко Л. И.* Главные структурно-вещественные признаки острова Шикотан и их геологическая природа (Малая Курильская гряда).— Геология и геофизика, № 10, 1983, с. 24—34.

26. *Пейве А. В.* Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, № 4, 1969, с. 5—23.
27. *Пискунов Б. Н., Хведчук И. И.* Новые данные о составе и возрасте отложенных острова Монерон (северная часть Японского моря).— Докл. АН СССР, т. 226, № 3, 1976, с. 647—650.
28. *Родников А. Г.* Островные дуги западной части Тихого океана. М., Наука, 1979, 151 с.
29. *Ротман В. К.* Петрохимические данные о структурных связях ложа Тихого океана и периокеанического геосинклинального пояса в южной части Курильской дуги.— Докл. АН СССР, т. 228, № 2, 1976, с. 431—434.
30. *Савостин Л. А., Баранов Б. В.* Взаимодействие Амурской и Охотской плит в районе Сахалина.— Докл. АН СССР, т. 259, № 3, 1981, с. 675—680.
31. *Семенов Д. Ф.* О наложении процессов сиализации и базификации земной коры в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану (по геологическим данным).— Докл. АН СССР, т. 237, № 6, 1977, с. 1460—1462.
32. *Сергеев К. Ф.* Тектоника Курильской островной системы. М., Наука, 1976, 239 с.
33. *Сергеев К. Ф., Красный М. Л., Неверов Ю. Л., Остапенко В. Ф.* Вещественный состав кристаллического фундамента юго-западного окончания вала Зенкевича (поднятия Хоккайдо)— Тихоокеанская геология, № 2, 1983, с. 3—8.
34. *Соловьев В. А.* Тектоника континентов (систематизация понятий и упорядочение терминологии). Изд. Ин-та тектоники и геофизики, Хабаровск, 1975, 366 с.
35. *Строение земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану.* Новосибирск, Наука, 1976, 367 с.
36. *Сухов В. И.* Вулканогенные формации юга Дальнего Востока. М., Недра, 1975, 112 с.
37. *Тектоника Курило-Камчатского глубоководного желоба/Г. С. Гнибиденко, Т. Г. Быкова, О. В. Веселов и др. М., Наука, 1980, 180 с.*
38. *Тектоническое районирование и структурно-вещественная эволюция Северо-Востока Азии/Л. М. Парфенов, Н. В. Бердников, И. П. Войнова и др. М., Наука, 1979, 239 с.*
39. *Туезов И. К.* Литосфера Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода. Новосибирск, Наука, 1975, 232 с.
40. *Туезов И. К., Красный М. Л., Куликов А. А.* О продолжении в море Восточно-Сахалинского, Сусунайского и Тонино-Анивского антиклинорий острова Сахалина.— Геология и геофизика, № 3, 1976, с. 86—93.
41. *Удинцев Г. Б., Береснев А. Ф., Гордин В. М.* Структурная неоднородность дна океанов и проблема океан—континент.— Геотектоника, № 2, 1980, с. 13—26.
42. *Хаин В. Е.* Региональная геотектоника. Внеальпийская Азия и Австралия. М., Недра, 1979, 547 с.
43. *Швольман В. А.* Тектоника Филиппинского архипелага.— В кн.: Кайнозойские тектонические зоны периферии Тихого океана (труды ГИН, вып. 113). М., Наука, 1964, с. 47—87.
44. *Hutchinson C. S.* Ophiolite in South-East Asia.— Bull. Soc. Amer., 1975, vol. 86, N 6, pp. 797—806.
45. *Geology and mineral resources of Japan. Vol. 1. Geology. Third ed./Ed. T. Tanaka, T. Nozawa.*— Geol. Surv. Jap., 1977, 430 p.
46. *Gervasio F. C.* Age and nature of orogenesis of the Philippines.— Tectonophysics, 1967, N 4, pp. 379—402.
47. *Geological map of Japan. Second ed. 1:1 000 000*— Geol. Surv. Jap., 1978.
48. *Tectonic map of Ore Indonesian region.* By Warren Hamilton, Department of the interior U. S. Geol. Surv., Arlington, 1978.
49. *Geological Map of the Philippines, 1:1 000 000.*— Bur. of Mines and Board of Tech. Surv. and Maps, Manila, 1963.
50. *Murphy R. W.* Diversity of Island Arc. Japan, Philippine, Northern Moluccas— Area Journal, 1973, pp. 19—25.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Выступ краевой 84, 112
- Геоантиклиналь вулканическая 83, 86, 92, 109, 110, 127, 143, 173, 176
 — невулканическая 83, 109, 110, 127, 176
 — устойчивая 97, 105, 106
- Геосинклиналь современная 3, 103, 175
- Горизонт олистостромовый 46, 123
- Зона сочленения континента и океана 3, 5, 23, 50, 69, 80, 85, 101, 109, 113, 126, 127—132, 161, 168—177, 180, 184
- Класс геологического развития 101, 109, 130
- Комплекс островодужный 50, 57, 58, 120, 138, 155, 158
 — формационный 5, 12, 13, 14, 15—20, 50, 64
 — — вулканический 12, 53
 — — орогенный 12, 14, 18, 19, 56—58, 71, 102, 120, 125
 — — осадочный 14, 19
 — — переходный 58, 59, 61, 66, 69, 119, 126, 127, 161
 — — плитный 14, 61, 102, 125
 — — плутонический 14, 52, 117
 — — собственно геосинклинальный 14, 15, 18, 19, 57, 58, 61, 125
- Континент 23, 101, 102, 125, 131
- Массив поздней консолидации 105, 107, 176
 — ранней консолидации 105, 106, 176
 — срединный 96, 97, 103, 104
- Меланж 17, 23, 46, 124, 166, 167
- Многеосинклиналь 94, 95, 171, 172, 176
- Мульда наложенная 112
- Область геосинклинально-складчатая 92, 93, 103, 104, 141
- Оболочка Земли гипергенная 16, 72, 102, 130, 174, 175
- Океан 23, 67, 101, 107, 108, 126, 131
- Офиолиты 15, 16, 23, 55, 166—168
- Парагеосинклиналь 109, 112, 127, 128
- Платформа 102, 103
 — молодая 103, 104
- Поднятие центральное 105, 107, 172, 176
- Пояс вулканогенный 18, 23, 50, 56, 57, 92, 107, 176
 — внутриконтинентальный 83, 89, 92
 — окраинно-континентальный 18, 56, 83, 92, 107
- Прогиб междуговой 83, 85, 109, 110, 127, 176
 — передовой 83, 85, 109, 111, 112, 127, 128, 176
 — тыловой 83, 85, 109, 111, 112, 127, 128, 176
 — фронтальный 83, 85, 109, 111, 127, 128, 176
- Процесс базификации 109, 129, 131, 175
 — континентализации 130, 132
 — океанизации 130, 132
 — сиализации 102, 129, 131, 175
- Режим эндогенный 22, 23, 104—113, 175
- Тип геологического развития 23, 101, 104, 106
- Транзиталь 114
- Фаза тектогенеза 81, 83, 94, 99—101
- Формация геологическая 5—8, 10, 12, 24
 — абстрактная 7, 10, 12
 — местная 7, 10, 12
- Эвгеосинклиналь 95, 99, 133, 171, 172, 176

О Г Л А В Л Е Н И Е

Предисловие	3
Методология и методика исследований	5
Геологические тела южной части Дальнего Востока СССР	24
Геологические формации	24
Формационные комплексы	50
Корреляция геологических тел и их дислокаций	63
Соотношение геологических тел и геофизической структуры	72
Геологическое развитие южной части Дальнего Востока СССР	80
Палеотектонические реконструкции	80
Типы геологического развития	101
Геологическая природа зоны сочленения Азиатского континента и Тихого океана (на примере южной части Дальнего Востока СССР)	113
Зоны сочленения континента и океана за пределами южной части Дальнего Востока СССР	132
Зона сочленения континента и океана в свете тектонических гипотез	161
Некоторые закономерности размещения полезных ископаемых	177
Заключение	185
Список литературы	188
Предметный указатель	190

ДМИТРИЙ ФЕДОРОВИЧ СЕМЕНОВ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПРИРОДА ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ
КОНТИНЕНТА И ОКЕАНА

Редактор издательства *Т. А. Горохова*
Переплет художника *В. Б. Строганова*
Художественный редактор *В. В. Шутько*
Технический редактор *А. В. Трофимов*
Корректор *Н. А. Громова*

ИБ № 6010

Сдано в набор 10.07.85. Подписано в печать 15.10.85. Т-20073. Формат 60×90^{1/16}.
Бумага книжно-журн. Гарнитура «Литературная». Печать высокая. Усл. печ. л. 12,0.
Усл. кр.-отт. 12,25. Уч.-изд. л. 14,05. Тираж 1400 экз. Заказ 385/285—1. Цена 2 р. 30 к.

Ордена «Знак почета» издательство «Недра», 103633, Москва, К-12,
Третьяковский проезд, 1/19
Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ

ИИЭ. геол.

2 р. 30к.



НЕДРА