

**ГЕОЛОГИЯ  
Тихо –  
океанского  
подвижного  
ПОЯСА  
и Тихого  
океана**



**GEOLOGY  
OF PACIFIC MOBILE BELT  
AND PACIFIC OCEAN  
VOLUME 2**

**ГЕОЛОГИЯ  
ТИХООКЕАНСКОГО ПОДВИЖНОГО  
ПОЯСА И ТИХОГО ОКЕАНА  
ТОМ 2**



MINISTRY OF GEOLOGY  
OF THE USSR  
ALL-UNION ORDER OF LENIN  
SCIENTIFIC RESEARCH  
INSTITUTE OF GEOLOGY  
FAR EAST INSTITUTE  
OF MINERAL RESOURCE

ACADEMY OF SCIENCE  
OF THE USSR  
FAR EAST SCIENCE CENTRE  
OF ACADEMY OF SCIENCE  
OF THE USSR  
FAR EAST INSTITUTE  
OF GEOLOGY

# **GEOLOGY of Pacific mobile BELT and Pacific ocean**

**IN TWO VOLUMES**

Volume 2

**MAGMATISM AND TECTONICS**

Edited by *L. I. Krasny*

МИНИСТЕРСТВО  
ГЕОЛОГИИ СССР

ВСЕСОЮЗНЫЙ ОРДЕНА ЛЕНИНА  
НАУЧНО ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ  
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ  
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ ИНСТИТУТ  
МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ

АКАДЕМИЯ НАУК  
СССР

ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ  
НАУЧНЫЙ ЦЕНТР  
АН СССР

ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ  
ИНСТИТУТ

# **ГЕОЛОГИЯ Тихо - океанского подвижного ПОЯСА и Тихого океана**

**В ДВУХ ТОМАХ**

**Том 2**

**МАГМАТИЗМ И ТЕКТНИКА**

Под редакцией *Л. И. Красного*

Геология Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана. Т. 2. Магматизм и тектоника. Под ред. Л. И. Красного. Л., «Недра», 1978. 248 с. (М-во геологии СССР. Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-т). Авт.: П. Е. Бевзенко, Ю. Г. Гатинский, Б. К. Долматов и др.

В работе показана эволюция магматизма от раннего докембрия до кайнозоя и охарактеризованы основные черты тектоники Тихоокеанского суперрегиона. Раздельно дана для фанерозоя сводка по базитовому и ультрабазитовому, гранитоидному и щелочному магматизму. Обобщены новейшие сведения о магматизме окраинно-континентальных вулканогенных поясов и островных дуг. Особое внимание уделено вулканизму островов Тихого океана и подводных гор.

В кратком очерке тектоники освещены с привлечением геофизических данных главные особенности структурных подразделений окраин континентов, обрамляющих Тихий океан, краевых морей и систем островных дуг и Тихого океана. Особо подчеркнута значение геоблокового расчленения Тихоокеанского суперрегиона.

Том 2 иллюстрирован различными рисунками, схемами и таблицами, характеризующими развитие магматизма и структур Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана.

Книга предназначена для широкого круга геологов различного профиля и геофизиков.

Табл. 6, ил. 77, список лит. 176 назв.

Авторы: П. Е. Бевзенко, Ю. Г. Гатинский, Б. К. Долматов, И. А. Загрузина, Б. Л. Залищак, С. С. Зимин, Н. В. Короновский, Л. И. Красный, А. М. Лениников, М. Г. Ломизе, В. К. Путинцев, В. К. Ротман, В. Г. Сахно, Д. Ф. Семенов, В. В. Слодкевич, А. М. Смирнов, Г. Н. Старков, Н. П. Филатова.

Во многих трудах Г. Штилле [94], давно ставших классическими, рельефно показана роль магматизма как ведущего процесса геотектогенеза. Особенно была подчеркнута последовательная смена симатического магматизма сиалическим (Кордильеры) и роль субсеквентного (Анды) и конечного базальтового вулканизма (плато Колумбия, Снейк-Ривер).

Попытка проследить эволюцию магматизма, предпринятая во 2-м томе монографии, должна дать общую картину смены магматологических эпох (циклов, по Г. Штилле) на обширных пространствах Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана. Для этого первоначально понадобилась сжатая характеристика докембрийского магматизма (А. М. Смирнов, А. М. Ленников), ибо вряд ли возникают сомнения, что развитие докембрийских структур оказало определенное влияние на тектоническую историю пояса. Вероятные фрагменты древних (?) кристаллических ядер, известные в Японии (комплекс Хида), на Калимантане, в Новой Зеландии (комплексы Браншо, Чарлстон), свидетельствуют о значительных сиалических массах, существовавших в Восточно-Азиатской и Австрало-Новозеландской транзиталях.

Магматизм фанерозоя более доступен для изучения. Представилось целесообразным рассмотреть его отдельно по главным группам горных пород — базитам и гипербазитам, гранитоидам, щелочным породам, что примерно соответствует разделению их на «Геологической карте Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана». Эти группы, причем каждая из них в обобщенном виде, определяют эпохи тектогенеза Тихоокеанского подвижного пояса, а их размещение в латеральном направлении

характеризует определенные тектоно-магматические и металлогенические провинции.

Конкретная геолого-структурная обстановка рассматриваемого во 2-м томе суперрегиона потребовала комплексного освещения интрузивно-вулканических окраинноматериковых поясов и их звеньев, обособленных линейно вытянутых зон большой протяженности с преобладанием континентальных вулканитов. Их генеральной чертой является приуроченность к крупнейшим пограничным линеаментам — зонам сочленения континентов и транзиталей (Восточная Азия) и континентов и Тихого океана (Северная и Южная Америка). Магматизм тихоокеанских островных дуг с геологических и тектонических позиций — ключ к познанию огромного необычайно активного региона, в котором еще и в наши дни происходят вулканические извержения. Для многих поколений петрологов тихоокеанские вулканы — это огромная естественная лаборатория.

И наконец, специально рассмотрен вулканизм дна Тихого океана, его островов (Гавайских, Галапагосских, Пасхи и др.), подводных гор и абиссальных холмов. Несмотря на известную фрагментарность и неравномерность освещения магматизма, редактор и авторы надеются, что основные черты его развития нашли отражение в книге.

В кратком очерке тектоники изложены и по возможности проиллюстрированы главные черты структурных подразделений Тихоокеанского сегмента Земли. В этом очерке акцентирована гипотеза геоблокового его строения, основанная на материалах о глубинных и соответственно поверхностных неоднородностях.

**ДОКЕМБРИЙСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ  
ОБРАЗОВАНИЯ**

Анализ докембрийского магматизма Тихоокеанского подвижного пояса и его платформенного обрамления показывает, что наряду с количественными и качественными различиями в характере магматизма докембрия и фанерозоя определенная специфика свойственна и магматизму отдельных этапов докембрийского развития. Особенно отличаются в этом отношении древнейшие катархейские и раннеархейские магматические комплексы, с одной стороны, и позднедокембрийские — с другой. Верхне- и среднедокембрийские образования сформировались в течение позднего и среднедокембрийского тектоно-магматических этапов. Подразделения нижнего докембрия (нижний и верхний архей) отвечают двум этапам развития, а местами к ним присоединяются самые нижние горизонты нижнего докембрия, условно относимые к катархею и сформировавшиеся на самостоятельном, древнейшем этапе истории земной коры.

Докембрийский магматизм всех этапов наиболее полно проявлен и лучше всего изучен на материках, особенно в пределах платформ. Неизмеримо меньше данных имеется по зонам перехода от материка к океану. Что касается ложа Тихого океана, то сведения о развитии в его пределах докембрийских (в том числе магматических) образований полностью отсутствуют.

**РАННИЙ ДОКЕМБРИЙ**

Магматические породы, уверенно относимые к раннему докембрию, установлены на всех материках, обрамляющих впадину Тихого океана. Их возрастное расчленение и привязка к стратиграфическим подразделениям наиболее надежны для платформ и с этими комплексами во многих случаях удается сопоставлять нижнедокембрийские породы складчатых областей. В зонах перехода от материка к океану раннедокембрийские изверженные породы выделяются лишь с большей или меньшей условностью.

Катархейские толщи условно выделяются только в Азии, вдоль южной окраины Алданского щита, и в Южной Америке, на севере Гвианского щита. В обоих случаях они сложены преимущественно ортопородами. Несравнимо более распространены нижнеархейские комплексы. Их магматические проявления и взаимоотношения с катархеем (?) лучше всего изучены на Сибирской платформе. Значительный материал имеется по Северной Америке.

В Азии основные и ультраосновные породы входят в состав катархейских (?) и нижнеархейских комплексов Сибирской платформы — Алданского щита и Становой области. Более всего они развиты в нижней, катархейской (?) половине разреза курультино-гонамского комплекса. В большинстве своем это — метаморфические производные по основным эффузивам: двупироксен-плагноклазовые и эклогитовые кристаллические сланцы, с которыми тесно связаны пластовые и секущие тела интрузивных габброидов и ультрабазитов, часто превращенных в основные и ультраосновные кристаллические сланцы, амфиболиты и метагаббро.

Основные кристаллические сланцы и габброиды Алданского щита по петрохимическим особенностям сходны с базальтоидами андезитовой формации, а Становой области и внешней зоны Алданского щита (р. Сутам) — с толентовыми базальтоидами океанического типа [39] и с лунными базальтами [29]. Возраст этих пород, определенный калий-аргоновым методом, превышает 4,5 млрд. лет.

Гранулиты основного состава, аналогичные курультино-гонамским, обнажаются в Омолонском и Охотском массивах, на п-ове Тайгонос и слагают глыбы в Приаргунской зоне Монголо-Охотской области. Менее развиты метабазиты в нижнеархейских толщах Кэнтэйского, Фэншуйлинского, Ханкайского и Сино-Корейского массивов, сопоставляемых А. А. Маркушевым, А. М. Смирновым и другими с алданским комплексом.

В раннем архее, вероятно, сформировались и крупнейшие аортозитовые интрузивы Джугджуро-Станового пояса, в пределах которого располагается несколько крупных и ряд более мелких массивов. Ксенолиты аортозитов обнаружены в мезозойских гранитоидах на восточной окраине Охотского массива.

Джугджурский аортозитовый массив образует пластообразное тело, вытянутое по простиранию вмещающих пород курультино-гонамского комплекса. Он разделен покровами мезозойских эффузивов на геранскую и лантарскую части. Анхимономинеральные и пироксеновые аортозиты более эродированной лантарской части характеризуются повышенной основностью плагноклаза (№ 45—68, иногда до № 81) по сравнению с породами апикальной — геранской части (№ 33—62, иногда до № 65), а также меньшей железистостью и более высокой глиноземистостью входящих в их состав пироксенов, нежели в геранских породах [53]. Судя по коэффициенту распределения железа и магния между орто- и клинопироксенами, лантарские аортозиты представляют собой несколько более высокотемпературные образования ( $K_p = 0,969 \div 1,121$ ), чем геранские ( $K_p = 1,142 \div 1,146$ ). Последние характеризуются широко развитой ильменит-титаномагнетитовой минерализацией, а лантарские — пирротниновой.

Раннеархейские гранитоиды Алданского щита и Становой складчатой области представлены клинопироксеновыми, гиперстеновыми, биотит-гиперстеновыми, биотитовыми, роговообманковыми, биотит-роговообманковыми, гранатовыми и аляскитовыми гранитами, плагиогранитами и сиенитами. Они образуют как крупные массивы, площадью до нескольких сотен квадратных километров, так и небольшие тела. Те и другие связаны постепенными переходами с вмещающими породами и залегают с ними согласно, причем крупные массивы имеют чрезвычайно сложное строение, обусловленное наличием разнообразных по форме, величине и составу реликтов метаморфического субстрата. Реже встречаются секущие тела, обычно представляющие собой апофизы более крупных гранитоидных залежей. Чаще всего они сложены относительно более крупнозернистыми и более массивными разностями гранитов или пегматитов.

Наиболее распространены на Алданском щите аляскитовые граниты. Реже встречаются они в зонах развития пород курультино-гонанского комплекса, образуя мелкие, часто сближенные между собой пластовые и секущие тела. Довольно обычны на юге Алданского щита биотитовые, биотит-роговообманковые и гранатовые граниты и плагиограниты. Гиперстеновые гранитоиды (чарнокиты и эндербиты) широко развиты в центральной и краевой зонах Алданского щита, а также среди нижеархейских пород Становика.

Д. С. Коржинский и многие другие исследователи рассматривают раннеархейские гранитоиды как производные одного магматического цикла. Разнообразие же их объясняется процессами ассимиляции различных метаморфических пород аляскитами, которые являются продуктом анатексиса и магматического замещения в условиях ультраметаморфизма.

По мнению С. П. Кориковского, отличительной особенностью раннеархейской гранитизации была высокая исходная щелочность. В результате возникли гастингситовые, клинопироксеновые, гранатовые, гиперстеновые и эгриновые граниты и сиениты, причем наиболее типичной эвтектической породой были феррогастингситовые граниты. Возраст гранитоидов Алданского щита, определенный по калий-аргоновому и свинцовому методам, составляет 1,70—2,18 млрд. лет.

В Охотском массиве гранитоиды менее распространены. Здесь, по Г. А. Гринбергу, широко развиты участки интенсивной микроклинизации. Довольно обычны мигматиты, жильный материал в которых представлен гранитами, плагиогранитами, аплитами и пегматитами. При гранитизации гиперстен-биотитовых и кордиерит-гиперстен-гранатовых гнейсов возникают чарнокитоподобные породы. Интрузивы, сложенные плагиогранитами, гранитами и гранито-гнейсами, установлены в пределах Кухтуйского выступа. Возраст микроклинизированной породы, определенный калий-аргоновым методом по биотиту, составляет 1,756 млрд. лет [30].

Столь же ограничено развиты раннеархейские гранитоиды среди метаморфических толщ п-ова Тайгонос и Омолонского массива, где они либо слагают жильный материал мигматитов, либо представлены небольшими обособлениями эндербитов и чарнокитов. Относительно крупные тела (более 1—2 км в поперечнике) красных гнейсовидных гранитов установлены лишь на Омолонском массиве.

Редкие инъекции ортотектитовых гранитов с гранатом встречены среди основных гранулитов нижнего архея, слагающих отдельные глыбы

в Приаргунской зоне Монголо-Охотской складчатой области. В нижнеархейских толщах Кэнтэйского, Фэншуйлинского, Ханкайского массивов и Сино-Корейского щита, сопоставляемых с алданским комплексом, гранулитизация и мигматизация проявились в большей степени, обусловив формирование чарнокитов и обширных полей порфиروبластических гнейсов. Характерен и интрузивный магматизм с преимущественным развитием аляскитовых и пегматоидных гранитов [79].

На западе Северной Америки наиболее древние раннеархейские базиты развиты в пределах Канадского щита юго-восточнее оз. Атабаска, где они преобразованы в гиперстеновые амфиболиты и основные чарнокиты. Возраст некоторых из этих пород, определенный рубидий-стронциевым методом, составляет 2,7 млрд. лет. Западнее Гудзонова залива также распространены основные гранулитовые гнейсы и кристаллические сланцы с гиперстеном, клинопироксеном, роговой обманкой, иногда с гранатом и биотитом. С ними перемежаются чарнокиты, отличающиеся массивной текстурой и более крупнозернистым, нередко порфиробластовым строением.

В Центральных Кордильерах древнейшие ортоамфиболиты слагают многочисленные искривленные и разлинзованные дайки в нижнеархейской метаморфической толще гор Бэртут (Центральные Скалистые горы). Там же располагаются расслоенный массив Стиллиуотер и связанные с ним небольшие тела ультраосновных пород. Мелкие, обычно линзовидные тела метаморфизованных перидотитов еще до наложенного регионального метаморфизма были частично серпентинизированы. В результате метаморфизма они превратились в оливин- и актинолит-ортопироксеновые шпинельсодержащие породы, часто обогащенные антофиллитом.

Стиллиуотерские интрузивные образования, как об этом можно судить по калий-аргоновым, рубидий-стронциевым, урано-свинцовым определениям возраста пород и минералов, сформировались более 3 млрд. лет назад и 2,6 млрд. лет назад претерпели метаморфизм.

Другие хребты Центральных Скалистых гор сложены кристаллическими породами, во многом сходными с образованиями гор Бэртут, и также содержат метаультрабазиты. Первоначально метаморфизованы они были ранее чем 2,7 млрд. лет назад, но затем испытали омоложение. Об этом свидетельствуют и данные о возрасте кристаллических пород Бигхорн — более 3 млрд. лет.

В южных отрогах гор Сноукрест мигматизированные кристаллические образования вместе с секущими их дайками основных пород повторно метаморфизованы в гранулитовой фации. Дайки при этом преобразованы в пироксен-гранат-плагноклазовые кристаллические сланцы; возможно, что по возрасту они соответствуют интрузиву Стиллиуотер.

В горах Санта-Лусия на северо-западном продолжении Поперечных хребтов в поле развития метаморфических пород амфиболитовой фации серии Сур установлены небольшие интрузивные тела чарнокитов, слагающих плутоны с пологой сводообразной поверхностью, в целом согласной с вмещающей структурой, хотя местами имеются и секущие контакты. Чарнокиты и вмещающие породы пересечены жилами основного и ультраосновного состава.

По данным ряда исследователей, адирондакские анортозиты вместе с чарнокитами и катазональными гранитами входят в состав раннеархейского догрэнвиллского фундамента. Учитывая это, анортозиты запада Северной Америки можно считать раннеархейскими. Они из-

вестны в пределах Орегонско-Монтанского, Калифорнийско-Колорадского и Мексиканского [40] сегментов Кордильер. В эвгеосинклинальной области Кордильер, в Поперечных хребтах, породы габбро-анортозитового комплекса инъецируют гранулиты на западе гор Сан-Габриель. В миогеосинклинальной области Кордильер анортозиты установлены в районе пустыни Мохаве, в Мексике, в Ларамийском хребте и в Боуэле-Бьютт. Небольшие выходы анортозитов обнаружены также на западе Канадского щита. Массив Сан-Габриель сложен анортозитами, норитами, габбро, мафическими норитами, пироксенитами и переходными между анортозитами и норитами породами. Много общего с ними имеет Ларамийский плутон, породы которого вместе с докембрийскими гранитами, гранито-гнейсами, амфиболовыми гнейсами, амфиболовыми и гиперстеновыми сиенитами обнажаются в ядре асимметричной антиклинали.

В Мексике, близ Оахака, анортозиты Плума Хидальго сложены мегакристаллами антипертитового плагиоклаза (№ 28—32), в промежутках между которыми располагается гранулированный агрегат плагиоклаза и калиевого полевого шпата с кварцем.

В Южной Америке к нижнему архею относятся гранулитовые толщи Гвианского и Бразильского щитов, часто диафорированные в условиях амфиболитовой и более низкотемпературных фаций. Существенную их часть слагают гиперстеновые и двупироксеновые основные сланцы, плагиогнейсы и иногда амфиболиты, возникшие, по-видимому, за счет основных вулканитов, интрузивных базитов и гипербазитов. Нередко они гранитизированы и преобразованы в кислые чарнокиты [100]. Во Французской Гвиане в состав нижнего архея входят амфиболиты, а также гнейсы диоритового состава. Возраст цирконов из амфиболитов и гнейсо-диоритов, определенный урано-торнево-свинцовым методом, 3,77—4,10 млрд. лет. Породы эти обнажены в ядрах крупных гнейсовых куполов и, по мнению А. М. Смирнова [78], в нижней, более основной по составу и более метаморфизованной части разреза являются катархейскими. Верхние горизонты серии метаморфизованы крайне неравномерно: наряду с породами амфиболитовой фации здесь встречаются метавулканиты, местами сохранившие свой первоначальный облик.

На Бразильском щите среди нижнеархейских гнейсов фундамента в районе Морретиш-Антонина залегают гранатовые амфиболиты, слагающие согласные тела. Широко распространены здесь чарнокиты, среди которых нередко встречаются массивы анортозитов.

В Андийской складчатой области нижнеархейские (?) гранулиты и мигматиты развиты в массивах Макарена, Санта-Марта и др. На северо-западе Колумбии среди докембрийских метаморфических образований, сопоставляемых с докембрием пояса Пьемонт, обнаружены выходы анортозитов. Возраст вмещающих их гранулитов, определенный рубидий-стронциевым методом, составляет 1,38 млрд. лет.

В Австралии нижнеархейские метаморфические и связанные с ними магматические образования развиты преимущественно на Австралийской платформе. В зоне перехода от материка к океану, от Новой Гвинеи до Новой Зеландии, породы этого возраста выделяются условно.

Основные и ультраосновные сланцы, возникшие за счет изверженных пород, довольно обычны среди гранулитов Центральной Австралии, в горах Масгрейв, Манн и Томкинсон. Здесь же встречены крупные спиллоподобные тела анортозитов и связанных с ними норитов и пиро-

ксенитов. Практически повсеместно основные кристаллические сланцы, возникшие за счет базитов, гипербазитов и основных вулканитов, подверглись гранитизации и преобразованы в кислые чарнокиты и чарнокитоподобные породы, а также прорваны кислыми чарнокитами, адамеллитами и гранодиоритами условно раннеархейского возраста, сформировавшимися из расплавов реоморфического происхождения.

Гранитоиды особенно широко развиты в провинции Масгрейв (хр. Эверард), а также слагают крупные интрузивы в поясе Масгрейв — Манн. В хр. Эверард они образуют сложный массив и представлены биотитовыми и роговообманковыми гранитами, гранодиоритами, адамеллитами и гранитоидами типа рапакиви. В поясе Масгрейв — Манн преобладают ортопироксеновые гранитоиды, преимущественно ферро-гиперстеновые адамеллиты и гранодиориты. Сложенные ими массивы довольно часто вытянуты в меридиональном направлении (в соответствии с простиранием вмещающих толщ) и обладают четкими рвущими контактами. Местами в приконтактных зонах содержатся ксенолиты вмещающих пород, обычно роговообманково-пироксеновых гранулитов. Характерна ассоциация массивов ортопироксеновых гранитоидов с небольшими телами норитов, диоритов и пироксенитов.

В Центральной Австралии дайки и силлы условно раннеархейских метабазитов интродуцируют метаморфические образования комплекса Арунта, развитые к северу от Масгрейвского блока. Они интенсивно мигматизированы и гранитизированы, а также прорваны интрузивами гранитоидов. Возраст полевых шпатов комплекса Арунта, определенный рубидий-стронциевым методом, составляет 2,9 млрд. лет. В Южной Австралии гранито-гнейсы и мигматиты раннего архея широко развиты среди диафорированных в амфиболитовой фации гранулитов Аделаидской складчатой области. Небольшие согласные тела гранитов Палмер залегают среди мигматитов, кристаллических сланцев и гнейсов восточной части хр. Маунт-Лофти. Восточнее, в районе Брокен-Хилла, интрузивы основного состава и гранито-гнейсы установлены в метаморфической толще серии Уиллиама.

В Тасмано-Австралийской складчатой области условно нижнеархейские толщи образуют ряд выходов на севере Квинсленда. Наиболее значительным из них является массив Джорджтаун, сложенный гранито-гнейсами, гранулитами, мигматитами и амфиболитами. Среди них встречаются силлы и дайки долеритов, а также многочисленные тела кварц-микроклиновых гранитов, микрогранитов и пегматитов. Возраст гранитоидов, не превышающий 1,56 млрд. лет, видимо, омоложен. Хотя среди вмещающих пород с возрастом 1,66—1,93 млрд. лет преобладают производные амфиболитовой фации, реликты гранулитов позволяют говорить о былом гораздо более широком их распространении. О существовании раннеархейских гранулитов под палеозойскими толщами свидетельствуют и находки включений эклогитовых сланцев в трубках взрыва района Делегит на юге Нового Южного Уэльса.

В Антарктиде раннеархейские магматические породы выделяются преимущественно в пределах Восточно-Антарктической платформы, где они входят в состав гранулитовых комплексов фундамента, относимых к нижнему архею, но, по-видимому, участвуют и в строении складчатого обрамления.

В обособленных глыбах кристаллического фундамента в позднеархейской (?) области Земли Королевы Мод широко распространены раннеархейские (?) габброиды вместе с сиенито-диоритами, сиенитами

и граносиенитами и анортозиты, которые в горах Вольтат слагают, по М. Г. Равичу и Д. С. Соловьеву, крупнейший в Антарктиде массив площадью около 900 км<sup>2</sup>. Метаморфизованные габброиды сохранились только в виде реликтов среди анортозитов и сиенито-диоритов. По составу они более всего отвечают норитам и габбро-норитам и иногда постепенно переходят в шлировидные пироксениты.

По мере усиления калишпатизации габброиды постепенно сменяются габбро-норит-диоритами, затем эвлитовыми диорит-сиенитами, сиенитами, граносиенитами. Этими породами, незакономерно перемежающимися друг с другом и имеющими постепенные переходы между собой, сложены массивы чарнокитоидов в центральной части Земли Королевы Мод и в других районах.

На примере ортопород, слагающих низы курультино-гонамского комплекса, можно предположить, что наиболее ранние проявления магматизма в катархее были по своему химизму исключительно базитовыми и ультрабазитовыми. Возможно, в катархее формировались и анортозиты. Только в 3,5 км от подошвы катархейских (?) толщ появляются первые кислые породы, плагиогнейсы и гнейсы, которые, скорее всего, также образовались за счет изверженных пород. Возможно [78], что их появление ознаменовало конец катархейского этапа и наступление архея.

В раннем архее наряду с ультраосновными и основными породами все большую роль начали играть гранитоиды, а среди последних увеличивался удельный вес калиевых и более кислых разновидностей. Завершился раннеархейский этап мощными проявлениями гранитизации. Возможно, уже в это время наметились первые магматические провинции, характеризовавшиеся большей или меньшей основностью.

Глубокий метаморфизм катархейских (?) и раннеархейских, в том числе магматических, образований часто затрудняет восстановление их исходного облика и не позволяет с уверенностью судить, были ли некоторые из них, например чарнокиты или эндербиты, породами, исключительно свойственными раннему архею.

## ПОЗДНИЙ АРХЕЙ

Позднеархейские магматические образования тихоокеанского сегмента Земли, по сравнению с раннеархейскими, изучены более равномерно: значительный материал накоплен не только по Азии и Северной Америке, но и по Австралии, а в последние годы и по Южной Америке.

В Азии были впервые установлены взаимоотношения ранне- и позднеархейских комплексов, выявлены основные структурные типы и специфика их магматизма. В Становой области эффузивы спилит-кератофировой формации, преобразованные в условиях амфиболитовой фации, входят в состав станового комплекса и представлены преимущественно роговообманковыми и биотит-роговообманковыми кристаллическими сланцами и амфиболитами. Основные разности метаэффузивов по химизму близки к оливиновым диабазам, но отличаются несколько пониженным содержанием щелочей с преобладанием калия над натрием. Здесь же локализованы доорогенные интрузивы габбро-перидотит-дунитовой формации, превращенные местами в амфиболиты и ультраосновные сланцы; широко развиты соскладчатые интрузивы диоритов и позднескладчатые граниты и плагиограниты, сформировавшиеся в условиях ультраметаморфизма.

Габбро-амфиболиты, ортоамфиболиты, габбро-диориты, горнблендиты, пироксениты и перидотиты, иногда объединяемые в майско-джаннинский комплекс, слагают в Становой области ряд конкордантных массивов и большое количество небольших пластовых и секущих тел.

В главную фазу позднеархейской складчатости сформировались гранитоиды древнестанового комплекса. Они слагают крупные, согласные со структурами станового комплекса массивы, тяготеющие к ядрам складок первого порядка, и множество мелких пластовых, реже секущих тел. Преобладают среди них серые биотитовые и роговообманково-биотитовые, реже двуслюдяные и эпидотовые плагиограниты, граниты и гранодиориты, обладающие гнейсовидной или полосчатой текстурой. Интрузивные тела, особенно крупные, обладают неоднородным строением. Внутри гранитоидных тел встречаются мощные пачки гнейсов и мигматитов; их полосчатость согласна с гнейсовидностью гранитов, а переходы от мигматизированных гнейсов к гранитам с теньевыми структурами постепенные.

Крупные конкордантные массивы древнестановых гранитов в бассейнах Тынды, Гилюя, Тока характеризуются большей однородностью, меньшим количеством реликтов вмещающих пород, более четкими границами, увеличением роли нормальных гранитов и появлением пород с гиллидоморфнозернистыми структурами. Химический состав древнестановых гранитов близок к составу докембрийского гранита Дэли, отличается от него более высокой суммой щелочей при значительном преобладании натрия над калием, меньшей железистостью и большей пересыщенностью глиноземом. Возраст гранитоидов станового комплекса, определенный по монациту, ортиту и циркону, —  $1,86 \pm 0,1$  млрд. лет, по биотиту — 1,81 млрд. лет. Все эти значения занижены.

Более поздними являются кварцевые диориты токсско-алгоминского и граниты позднестанового комплексов. Кварцевые диориты токсско-алгоминского комплекса слагают несколько крупных массивов и ряд мелких пластовых и секущих тел. Массивы располагаются согласно с позднеархейскими структурами и обычно приурочены к ядрам крупных синклиналей. По составу они варьируют от гранитоидов до диоритов. И токсско-алгоминский, и позднестановой комплексы относятся к позднескладчатым и частично к послескладчатым образованиям, сформировавшимся на заключительной стадии позднеархейского тектоно-магматического цикла.

Своеобразны гранитоиды, объединяемые В. Н. Мошкиным в позднеархейский марагайский комплекс. Их тела обладают неоднородным строением с незакономерным чередованием лейкократовых гранитов, полосчатых гранодиоритов, граносиенитов и микроклинитов и часто содержат реликты гранитизированных габбро, амфиболитов и реже гнейсов. Контакты с вмещающими породами сложные и расплывчатые благодаря наличию гранитизированных зон.

Аналогами образований станового комплекса со сходным магматизмом в складчатом обрамлении Сибирской платформы являются амфиболит-гнейсовые толщи Омолонского массива и Чукотки. В пределах Китайской платформы аналоги образований станового типа, характеризующиеся соответствующим магматизмом, обнажаются в Катазии, на Контумском выступе Индо-Синийского массива, по северной окраине раннеархейского Сино-Корейского щита и юго-восточного, а также западного обрамления раннеархейской глыбы в основании Южно-Китайской платформы [78].

Магматизм эпикратонных геосинклиналей утайского типа [33] характеризуется широким развитием вулканогенных толщ, близких к спилит-кератофировой формации. Среди интрузивных пород преобладают гранитоиды. Габброиды играли очень большую роль во внутрикратонных позднеархейских прогибах. Таковы образования аньшаньской и цзинаньской серий Сино-Корейского щита; в их составе значительное участие принимают амфиболиты, которые в нижней и особенно в средней части серии образуют мощные (до 1000 м) пластовые тела.

В Северной Америке [111] позднеархейский магматизм лучше всего изучен на западе Канадского щита, где он связан с образованиями эпикратонных геосинклиналей утайского типа (серии Йеллоунайф и др.). Метавулканиты нижней части серии Йеллоунайф и ее аналогов представлены метаморфизованными в зеленосланцевой фации андезитами и базальтами, нередко с сохранившейся подушечной текстурой. К ним в провинции Черчилл и других районах присоединяются метациты и метариолиты. Интрузивные базиты, диабазы и габбро образуют силлы и дайки.

Рвушие образования серии Йеллоунайф роговообманковые гранодиориты в краевых зонах переходят в кварцевые диориты. Более поздними являются биотитовые и мусковитовые граниты, с которыми связаны пегматитовые жилы. Возраст гранитоидов, определенный свинцовым и свинцово-стронциевым методом, 2,57—2,64 млрд. лет. Изучение химического состава позднеархейских лав Канадского щита свидетельствует об их принадлежности к базальт-андезит-риолитовой ассоциации, типичной для континентальных орогенических поясов и островных дуг.

В Центральных Кордильерах среди верхнеархейских пород хр. Уинд-Ривер развиты основные эффузивы с подушечной текстурой, превращенные большей частью в зеленые сланцы. Те и другие рассеяны гранитами, имеющими возраст около 2,7 млрд. лет.

В провинции Центральных Скалистых гор позднеархейскими, очевидно, являются некоторые из многочисленных базитовых даек, рвущих нижнеархейские породы. Наиболее распространенные из них имеют возраст 1,9—2,2 млрд. лет, другие внедрились не позднее 2,5 млрд. лет назад, т. е. на рубеже среднего и раннего докембрия. В Южных Скалистых горах, в Передовом хребте, комплекс интенсивно мигматизированных гнейсов и кристаллических сланцев с сохранившимися местами реликтами амигдалоидных текстур содержит тела позднеархейских (?) гранитоидов. Сходные породы серии Айдахо-Спрингс, метаморфизованные первоначально в фации зеленых сланцев, также прорваны интрузиями гранодиоритов и кварцевых диоритов условно позднеархейского возраста. В Поперечных хребтах позднеархейскими, возможно, являются син- и посткинематические интрузивы кварцевых диоритов и гранитов, прорывающие метаосадочные породы амфиболитовой фации на востоке гор Сан-Габриель.

В Южной Америке позднеархейский магматизм проявлен преимущественно на Гвианском щите, где он лучше всего изучен, а также на Бразильском щите. В составе серии Иматака, породы которой образуют нижнеархейские образования Гвианского щита с севера и сопоставляются со становым комплексом [78], участвуют амфиболиты, гранатовые амфиболиты, а также эклогиты, близкие по составу толентовому базальту. Гнейсы Иматака в районе Лос-Индиос сформировались в основном за счет изверженных пород — от базальтов до риолитов. Возраст рвущих их позднеархейских (?) гранитоидов более 2 млрд. лет.

На Гвианском и Бразильском щитах к верхнему архею относятся также метаморфизованные преимущественно в зеленосланцевой фации осадочно-вулканогенные толщи [100]. На Бразильском щите в строении верхнеархейских серий Барбасена, Лафайетти и Риу-дас-Вельяс принимают участие вулканы основного состава, превращенные местами в амфиболиты, хлоритовые и амфиболовые сланцы. Встречаются также небольшие тела основных и ультраосновных пород, преобразованных в талькиты и серпентиниты. Изотопный возраст древнейших базитов и гипербазитов штата Минас-Жерайс составляет 2,67—2,80 млрд. лет. Возраст гранодиоритов Энженьеру, определенный калий-аргоновым методом, прорывающих породы серии Риу-дас-Вельяс, равен 2,5 млрд. лет, а гранитов Басас — 2—3 млрд. лет.

В Австралии позднеархейские магматические образования развиты преимущественно на Западно-Австралийском щите, где они лучше всего изучены и представлены зеленокаменными толщами. Метакристаллы основного состава, гнейсы и мигматиты предположительно позднего архея на северо-западе Квинсленда установлены в комплексе Яринга.

В Антарктиде с метаморфическими толщами, возможно сопоставимыми со становым комплексом и представленными биотит-амфиболовыми плагиогнейсами, связаны магматические породы основного состава, метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации, и местами дайки ультрабазитов. Гранитизация этих толщ не столь интенсивна, а преобладает инъекционная мигматизация [71]. Интрузивные гранитоиды слагают два относительно крупных интрузива. К позднеархейским образованиям, возможно, относятся также сильно гнейсированные гранитоиды и метагабброиды в метаморфических толщах амфиболитовой фации, слагающих блоки среди поздних байкалид Трансантарктических гор и в Западно-Антарктической складчатой области.

Для позднеархейского магматизма характерно смешение черт, сближающих его с магматизмом как предшествующих, так и последующих этапов. Это, видимо, связано с уже значительной структурной дифференцированностью земной коры в позднем архее, когда наметились первые примитивные платформы и первые ортогеосинклинали; вместе с тем сиалический субстрат платформ и эпикратонных геосинклиналей не был достаточно мощным, обладал значительной подвижностью и, возможно, периодически подвергался разрушению.

Арханческой особенностью магматизма на позднеархейском этапе было развитие ультрабазит-базитовых высокомагнезиальных серий, отличающихся от офиолитовых образований последующих этапов. К чертам нового относится появление дифференцированных базальтовых серий, в том числе толеитовых базальтов, появление дацитов и риолитов, а также единичных массивов первых щелочных гранитов. Несвойственно предшествующим этапам и начавшееся вырождение некоторых ранее широко распространенных пород, особенно анортозитов.

Химизм впервые выделяемых пород, новых по сравнению с породами нижнего архея, отличается от химизма их фанерозойских аналогов. Так, позднеархейские метабазальты отличаются от современных океанических толеитов более высоким отношением Fe/Mg, большим количеством Mn, низкими содержаниями Al и Ti и пониженными отношениями K/Rb и Fe<sup>3+</sup>/Fe<sup>2+</sup>.

Среднедокембрийские магматические образования тихоокеанского сегмента Земли с наибольшей уверенностью выделяются на материках. Небольшой, но достаточно надежный материал имеется по среднему докембрию зон перехода от материка к океану. Наиболее распространены и лучше изучены среднедокембрийские магматические породы Северной Америки и Австралии, где установлен самый полный разрез супракрустальных комплексов этого возраста. В Восточной Азии, на востоке Сибирской платформы, он наиболее развит и изучен в западных зонах Алданского щита и Становой области.

Самые ранние проявления магматизма связаны с нижнепротерозойскими (?) образованиями чульманской серии, субганского, или «трогового», комплекса, метаморфизованными в зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фации. Так, амфиболовые сланцы Субганского и Чульманского грабенов образовались за счет пород типа базальтов, андезитов и диабазов, близких по химизму к породам трапповой формации. В результате внедрения основной магмы возникли дайки, штоки и силлы габбро, габбро-диабазов и диабазов. Позднее сформировались различного типа граниты и гранодиориты. Возраст роговообманковых сланцев чульманской серии, определенный калий-аргоновым методом, составляет 2,35—2,43 млрд. лет, а интрузивов — 1,7—1,9 млрд. лет.

По-видимому, к среднему докембрию относится и формирование пологозалегающих расслоенных массивов дунит-троктолитовой формации (Лукиндинского, Лучанского и др.), приуроченных к синклиналильным зонам. На юго-востоке Алданского щита, в бассейне Учюра, развиты магматические образования верхней половины среднего докембрия, приуроченные к Улканскому прогибу. Наиболее ранними из них являются трахиандезиты, трахиандезитовые базальты, андезитовые порфириты и трахиты, а также интрузивы лейкократовых габбро и диабазов. Породы улканчанской свиты близки к трахибазальтовой формации континентов.

Несколько позже сформировались кислые эффузивы элгетейской свиты — в основном кварцевые ортофиры и игнимбриты, которым подчинены (преимущественно в основании свиты) базальты, порфириты, трахиандезиты и трахидолериты. Породы элгетейской свиты полнее всего отвечают липаритовой субформации. Кислые лавы отличаются некоторой пересыщенностью глиноземом. Излияния кислых лав элгетейской свиты были тесно связаны с образованием пород улканского комплекса \* — сиенитов, граносиенитов, сиенит-порфиров, алякских гранитов, биотитовых гранитов, гранодиоритов, интрузивных кварцевых порфиров и щелочных гранитов. Сформировались они, как показывают определения возраста, в интервале 1,55—2,0 млрд. лет назад.

Щелочноземельные улканские гранитоиды по химизму и минералогическим особенностям близки к гранитоидам рапакиви. Щелочные астрофиллитовые и эгирин-рибекитовые граниты характеризуются, по Б. Л. Залищаку и другим, предельно низкими содержаниями MgO и K<sub>2</sub>O и резким преобладанием Na<sub>2</sub>O над K<sub>2</sub>O.

Менее уверенно средний докембрий выделяется в других районах Северо-Восточной Азии — на Ханкайском, Омолонском массивах, в Си-

\* Некоторые исследователи относят щелочные и субщелочные породы улканского комплекса к мезозою.

но-Корейском щите и на Китайской платформе. Кислые эффузивы принимают участие в сложении платформенного чехла Северо-Восточного выступа Китайской платформы, который мигматизирован в нижней части и интродирован гранитами. Среднепротерозойские (?) порфириды слагают нижние горизонты платформенного чехла Пхеннанской синеклизы на Сино-Корейском щите. В пределах собственно Китайской платформы гранитоиды с возрастом 1,4 млрд. лет рвут миогеосинклинальные карбонатно-терригенные толщи. Метаэффузивы играют большую роль в составе среднепротерозойских — раннерифейских комплексов севера Вьетнама, которые вмещают также интрузивы гранитоидов и метагаббро.

В Северной Америке, на западе Канадского щита, основные вулканы среднедокембрийского возраста распространены ограниченно. К ним относятся силлы и дайки диабазов и габбро, а также вулканогенно-осадочные толщи, отличающиеся умеренной складчатостью, слабым метаморфизмом. Последние прорваны немногими массивами гранитоидов с возрастом 1,4—1,96 млрд. лет [112], определенным ураноториевым, рубидиевым, рубидий-стронциевым методами.

Более молодые, возможно среднепротерозойские, образования серии Грейт-Слейв содержат горизонт (180 м) столбчатых базальтов Пирсон и пересекаются многочисленными телами диабазов и иногда диоритов с возрастом 1,85—2,17 млрд. лет. Массивные подушечные андезиты, базальты и дациты установлены в составе серии Снер. Вместе с вмещающими осадочными породами они интродированы диабазами, габбро-диоритами, а также гранитами, имеющими возраст 1,7—1,8 млрд. лет.

Широко распространены магматические образования среднего докембрия в эпиплатформенных зонах — в Скалистых горах и особенно на плато Колорадо. На юго-востоке Центральных Скалистых гор силлы габбро и небольшие штоки и дайки гранитоидов и сненитов интродируют слабо метаморфизованные породы, возраст которых 1,7—1,84 млрд. лет [111]. В ряде мест распространены крупные выходы рвущих гранитов и широко развиты пегматиты. Возраст метаморфических и гранитных пород, определенный калий-аргоновым и рубидий-стронциевым методами, равен 1,7—1,8 млрд. лет, а по данным рубидий-стронциевого и ураноториевого метода составляет 2—2,5 млрд. лет и более. Первые величины либо связаны с последующим «омоложением» гранитов, либо отвечают второй (среднепротерозойской) фазе магматизма. Значения 2—2,5 млрд. лет, возможно, указывают, по В. И. Шульдинеру, на присутствие в этих районах не только среднедокембрийских (раннепротерозойских), но и позднеархейских образований.

На севере Скалистых гор (Сноукрест, Литл-Белт) к среднему докембрию относятся гранито-гнейсы Диллон с возрастом 1,6 млрд. лет, мигматизирующие нижний архей, и, вероятно, прорывающие их ультрабазиты, граниты и диабазовые дайки, которые не встречаются в позднедокембрийской серии Белт. В Южных Скалистых горах среднедокембрийские гнейсовидные гранитоиды слагают глубинные синтетектонические конкордантные массивы типа батолита Боулдер-Крик, которые рассматриваются как древнейшие в сложной последовательности гранитных интрузий. Их возраст, определенный рубидий-стронциевым методом, составляет 1,65—1,75 млрд. лет.

На юго-западной окраине плато Колорадо в среднедокембрийских сериях Явапай и Пинал развиты подушечные базальты, риолиты,

дациты и андезиты. Возраст циркона из риолитов 1,77—1,82 млрд. лет. Среднедокембрийские отложения интенсивно дислоцированы и инъецированы интрузиями габбро, диоритов и гранитов с возрастом 1,65—1,77 млрд. лет, определенным калий-аргоновым методом. На северо-востоке плато Колорадо вулканические породы (оливиновые и толеитовые базальты до риодацитов) среднего докембрия широко распространены в массиве Нидл-Маунтинс и в других выходах. Они интенсивно дислоцированы и содержат тела гранитоидов с возрастом, согласно рубидий-стронциевому методу, 1,67—1,78 млрд. лет. Менее определенно возрастное положение разнообразных гранитоидов, встречаемых среди гнейсов и кристаллических сланцев на юге Большого Бассейна. Их верхняя возрастная граница составляет 1,7—1,8 млрд. лет, но эти значения, вероятно, занижены.

В Южной Америке среднедокембрийские магматические образования уверенно выделяются на Гвианском и Бразильском щитах. На Гвианском щите раннепротерозойские вулканы представлены риолитами и их туфами. Карибские гранитоиды, прорывающие эти толщи, характеризуются повышенным содержанием калия. Возраст гранитоидов, определенный рубидий-стронциевым и калий-аргоновым методом, составляет 1,8—2,2 млрд. лет. Наиболее древними среди них являются кварцевые сиениты, калиевые гранитоиды и связанные с ними пегматиты. Позднее сформировались кварцевые диориты, а затем гранодиорит-тоналитовые и гранит-адамеллитовая ассоциации.

Среднепротерозойские магматические образования представлены долеритами, силлы и дайки которых внедрены в породы формации Ро-раима, содержащей местами туфы кислого состава. Возраст долеритов по калий-аргоновому и рубидий-стронциевому методу 1,49—2,17 млрд. лет. На Бразильском щите к среднему докембрию относятся покровы кварцевых порфиров формации Каапуку на юго-востоке Парагвая и уругвайской серии Минас. В это же время, по-видимому, сформировались бразильские аналоги карибских гранитоидов (1,85 млрд. лет), порфиробластические гранитоиды, с которыми связан щелочной метасоматоз (1,75 млрд. лет), и посттектонические граниты [42]. В Андийской области часть гранитов и мигматитов глубоко метаморфизованных комплексов, возможно, также имеет среднедокембрийский возраст.

В Австралии среднедокембрийские магматические образования известны как на платформе, так и в Тасманско-Австралийской складчатой области [11, 147]. В Северо-Западном Квинсленде, в зоне Маунт-Айза, развиты андезиты, дациты, риолиты и их туфы, залегающие на верхнем архее, более поздние базальты, а также дайки и силлы долеритов. Интрузивы гранитоидного состава сформировались 1,56—1,93 млрд. лет назад. Среди них преобладают гранодиориты и адамеллиты.

В Тасманско-Австралийской складчатой области к среднедокембрийским, возможно, относятся метаэффузивы низов метаморфической толщи Западной Тасмании.

В Антарктиде среднедокембрийский магматизм мало изучен. Магматические породы этого возраста представлены габбро-диабазовой формацией с возрастом 1,8—2 млрд. лет. К вулканикам относятся андезиты, входящие в состав эффузивно-терригенной толщи Альман-рюгген на Земле Королевы Мод. Ее прорывают диабазы с возрастом 1,7 млрд. лет.

На среднедокембрийском этапе намечаются два крупнейших события, которые явились вехами на пути развития докембрийского магма-

тизма: 1) появление щелочных основных — ультраосновных пород и щелочных гранитоидов; 2) широкое развитие в некоторых районах базальтов и долеритов трапповой формации. Все это, по-видимому, было связано с далеко зашедшей консолидацией протоплатформ, обладавших трехслойной корой, строение которой местами сохранилось по сей день [78]. В близких условиях, очевидно, формировались рапакиви и другие гранитоиды повышенной щелочности.

В развитии эффузивного магматизма следует отметить массовые излияния андезитов и липаритов. Хотя первые кислые вулканы установлены в геосинклинальных толщах позднего архея, но широкое развитие в платформенных условиях они получили в среднем докембрии. Возможно, к этому времени следует отнести возникновение порфировой формации. С другой стороны, средний докембрий — время продолжающегося вырождения аноксидитов.

Магматизм протогеосинклинальных зон в сущности не отличался от геосинклинального магматизма фанерозоя.

### ПОЗДНИЙ ДОКЕМБРИЙ

Позднедокембрийские вулканогенные и интрузивные образования известны и на платформах, и во внешних зонах Тихоокеанского пояса, где их возраст устанавливается с той или иной степенью надежности. В Азии магматические проявления уверенно датируются преимущественно на платформах, особенно на Сибирской. В пределах Китайской платформы позднедокембрийские магматические проявления установлены в немногих местах и с меньшей уверенностью. Еще меньше материала по Тихоокеанскому обрамлению обеих платформ.

На Сибирской платформе в конце позднего докембрия (на рубеже позднего рифея и венда) сформировались ультраосновные и щелочные интрузивы центрального типа — Кондерский, Чадский и др. (восток и центр Алданского щита). Они слагают ядра крупных диапироподобных структур, несогласно перекрытых отложениями юдомской свиты. Центральные части Инаглинского, Кондерского и Чадского массивов сложены преимущественно дунитами, которые в краевой зоне сменяются щелочными габброидами, сиенитами, диоритами и монцонитами. Жильная серия представлена граносиенит-аплитами, эгириновыми сиенитами, щелочными сиенит-пегматитами, пироксенитами и нефелиновыми сиенитами. Арбарастахский интрузив в центральной части сложен главным образом пироксенитами, а в краевой — ийолит-мельтейгитами. Ингилийский и Горноозерский массивы целиком состоят из щелочных пород ийолит-мельтейгитовой серии. Среди жильных образований трех последних массивов имеются карбонатиты.

В сложении Инаглинского, Кондерского и Чадского интрузивов принимают участие разновозрастные образования. Так же, как ийолит-мельтейгиты и карбонатиты Арбарастахского, Ингилийского и Горноозерского массивов, их дунитовые ядра согласно данным стронциевого и рубидиевого метода сформировались в позднем протерозое (0,6—0,69 млрд. лет назад), породы же краевых зон возникли в мезозое в результате внедрения щелочноземельной магмы по кольцевым ослабленным зонам. Кимберлиты, слагающие вокруг Ингилийского массива многочисленные дайки, трубки и одно штокообразное тело, тоже, видимо, сформировались в позднем докембрии.

В складчатом обрамлении Сибирской платформы, в Монголо-Охотской области, наиболее ранние магматические проявления отвечают начальным стадиям развития позднедокембрийской геосинклинали. Они представлены метадиабазами, диабазовыми метапорфирами, другими основными вулканидами и их туфами (зелеными ортосланцами), а также кварцевыми порфирами и ортофирами, развитыми в тукурингской серии; эти породы относятся к спилит-кератофировой формации. Раннескладчатые позднедокембрийские интрузивные породы дунит-гарцбургитовой формации в районе Баладекского блока представлены гербиканским комплексом гарцбургитов, дунитов и их серпентинизированных разновидностей. Эти породы слагают небольшие линзовидные тела, приуроченные к системе Улигданского глубинного разлома.

Во внешних зонах Тихоокеанского обрамления измененные основные вулканиды спилит-кератофировой формации развиты на островах Большом Ляховском и Врангеля, в Полоусном антиклинории и Омулеском поднятии [78]. Эти толщи подверглись интенсивной складчатости, метаморфизованы местами вплоть до амфиболитовой фации и прорваны гранитоидами 525—655 млн. лет назад.

Ближние по характеру метавулканиды установлены в Северо-Восточном выступе и в складчатом обрамлении Китайской платформы — это основные и кислые метаэффузивы дахэжэньской свиты и ее аналогов [78]. Ультрабазиты, сходные с породами гербиканского комплекса, известны в Малохинганской и Фэншуйлинской линейных зонах.

На площади Сино-Корейского щита С. С. Зиминным выделена и изучена верхнепротерозойская горнблендит-кортландитовая формация — дайки амфиболитизированных перидотитов, горнблендитов, реже амфиболовых габбро. Южнее покровы андезитов, трахибазальтов и их туфы установлены в свите Дахунъюй яньшаньского разреза синия. Вулканические туфы и их прослой известны также в синийских отложениях на юге Китая — в провинциях Буанси и Юньнань.

Позднедокембрийский гранитоидный магматизм широко проявился во внешних зонах Тихоокеанского пояса. Довольно характерно широкое развитие тоналитов и трондьемитов. Менее изучены гранитоиды внутренних зон, но, возможно, позднедокембрийский возраст имеют трондьемиты из галек конгломератов силурийской свиты Оканаро.

В Северной Америке на западе Канадского щита наиболее древними (раннерифейскими) являются прослой и линзы амигдалоидных базальтов серии Эт-Тен; они рассечены дайками диабазов с возрастом 1,3 млрд. лет. Базальтами, частично амигдалоидными, с возрастом 1,2—1,3 млрд. лет, сложена нижняя часть среднерифейской (?) серии Коппермайн. С базальтами связаны силлы и дайки диабазов, а также крупная дифференцированная интрузия Маскокс. В пределах Великих Равнин после внедрения на рубеже раннего и среднего рифея после складчатых гранитоидов умеренной и малой глубинности (1,35—1,45 млрд. лет) изливались и кислые лавы: риолитовые порфиры, риодациты, андезиты; их возраст 1,1—1,35 млрд. лет. С интрузивами связаны экструзивные тела гранит-порфиров и гранофилов и, вероятно, более крупные интрузии гранитов.

Во внешних зонах Тихоокеанского обрамления гранитоиды с возрастом 1,35—1,47 млрд. лет прорывают нижнерифейские породы: в горах Сан-Хуан Централных Кордильер свиту Анкомпагре, а на южной окраине плато Колорадо — сопоставляемые с нею кварциты Мазатцал и вышележащие метариолиты. В Скалистых горах им соответствуют

преимущественно двуслюдяные граниты с возрастом 1,35—1,45 млрд. лет (определенным рубидий-стронциевым методом) и граниты батолита Шерман, датируемые 1,32—1,42 млрд. лет. По-видимому, столь же древними, судя по изотопному возрасту (1,45 млрд. лет), являются гранитоиды (близкие к рапакиви) комплекса Голд-Бьютт, развитые в горах Вирджин.

Позднедокембрийский комплекс щелочных пород, развитый в горах Педжарито (Нью-Мексико), сложен меланократовыми сиенитами с рибекитом и рибекитовыми гранитами. На юге Большого Бассейна в отложениях серии Парамп внедрены силлы и дайки диабазов. Там же развиты граниты с возрастом 1,40—1,45 млрд. лет.

Более молодые проявления магматизма, видимо, отвечают среднему рифею. Так, к серии Апаче относится толща базальтов, прорванная дайками диабазов и содержащая их силлы. Возраст диабазов, определенный свинцовым и калий-аргоновым методом, составляет 1,15—1,20 млрд. лет. В Передовом хребте к гранитам Пайкс-Пик (1,0—1,1 млрд. лет) приурочены дайки щелочных пород и карбонатиты. Не исключено, что эти породы, а также нефелиновые сиениты, ийолиты гор Сан-Хуан близки по возрасту к щелочному комплексу гор Сакраменто, датирующемуся 1,17 млрд. лет.

Наиболее молодыми из позднедокембрийских магматических образований являются зеленокаменные эффузивы в основании серии Уиндермир, а возможно, и лейкократовые гранодиориты (0,7—0,8 млрд. лет), прорывающие базальтовые лавы серии Перселл в Северных Кордильерах).

К нерасчлененным позднедокембрийским относятся амигдалоидные и подушечные зеленокаменные эффузивы серии Тиндир, развитой в бассейне Юкона. Позднедокембрийские, а может быть, и более древние гранитоиды имеются на западе Центральных и Южных Кордильер и входят в состав Кламатского, Южно-Калифорнийского и других батолитов [95].

В Южной Америке позднепротерозойские магматические образования выделяются на платформе (в пределах Бразильского щита) и в геосинклинальном обрамлении. На Бразильском щите нижнерифейские (?) метаэффузивы и их туфы залегают в свите Пирасикаба (верхи серии Минас). В средней части серии Паронгус (аналог серии Минас), по А. М. Смирнову, залегают многочисленные покровы метабазальтов и метаандезитов, сопровождаемые согласными интрузивами ультрабазитов.

В ряде районов Бразильского щита верхнедокембрийские отложения прорваны гранитоидами с возрастом 0,45—0,98 млрд. лет, определенным калий-аргоновым и рубидий-стронциевым методом. На западе Бразилии мелкие гранитоидные интрузивы связаны с кислыми лавами (возраст риолитов 900 млн. лет), образуя единые вулканоплутонические ассоциации. Гранитоиды сопровождаются богатой касситеритовой минерализацией, приуроченной к грейzenам и кварцевым жилам с топазом.

В Андах позднедокембрийские датировки некоторых метаморфических толщ, включающих ортоамфиболиты и другие измененные магматические породы, 642—679 млн. лет для гнейсов Перу и 1400 млн. лет для массива Санта-Марта [150], скорее всего, преуменьшены. Только в Северной Аргентине (Кордильера Ориенталь) граниты с возрастом  $530 \pm 20$  млн. лет, определенным калий-аргоновым и рубидий-стронцие-

вым методом, прорывающие флишево-карбонатные толщи (рифей?), несогласно перекрыты осадками кембрийской свиты Месон. Среди верхнедокембрийских (?) толщ Андийской геосинклинальной области первично-вулканическими, возможно, являются некоторые зеленые сланцы, а в Береговой Кордильере Чили отложения верхнего докембрия (?) прорваны телами метабазитов.

В Антарктике позднедокембрийские магматические образования установлены как на платформе, так и в складчатом обрамлении [70]. Позднедокембрийские метабазалты и другие зеленокаменные эффузивы с возрастом по рубидий-стронциевому методу  $856 \pm 30$  млн. лет известны на западе Земли Королевы Мод. Интрузивные породы представлены как ультрабазитами и габброидами, так гранитоидами и щелочными породами.

Для позднего докембрия выделяется пять эпох активизации, в течение которых происходило формирование интрузивных и эффузивных магматических формаций: 1) от габбро-перидотитовой до гранодiorит-сиенитовой; 2) долерит-диорит-сиенитовой; 3) от габбро-диабазовой до гранит-сиенитовой; 4) трапповой и нефелин-сиенитовой и, наконец, 5) щелочно-базальтоидной.

Среди геосинклинальных отложений байкалид метаэффузивы также нередки. Согласно калий-аргоновому и рубидий-стронциевому методу возраст этих образований 0,6—1,0 млрд. лет, а прорывающих их амфиболовых и биотитовых гранитов, аплитов и рапакиви — 0,6—1,3 млрд. лет. Очевидно, отмеченные магматические образования разновозрастны, и самые древние из них, возможно, являются раннерифейскими.

В Австралии проявления позднедокембрийского магматизма установлены как на платформе, так и во внешних и внутренних зонах Тихоокеанского пояса. На платформе базальты, трахиты и их туфы слагают нижнюю и верхнюю из трех толщ нижнерифейской серии Маркартур, развитой по юго-западному побережью зал. Карпентария. Возраст базальтов верхней толщи по калий-аргоновому и рубидий-стронциевому методам 1,3 млрд. лет. На юге Австралийского континента среднерифейские трахиты и подчиненные андезиты и риолиты залегают в основании верхнего докембрия Аделаидской складчатой области. Их возраст, определенный калий-аргоновым методом, 1,34 млрд. лет.

В пределах Тасманско-Австралийской складчатой области раннерифейские эффузивы Кройдон с возрастом 1,38—1,46 млрд. лет выделяются к западу от массива Джорджтаун. В более южных районах условно позднедокембрийские рассланцованные и зеленокаменно измененные спилиты встречены в антиклиналях Анаки и Мэриборо. На о. Тасмания отложения верхнего протерозоя, содержащие основные эффузивы, прорваны интрузивами долеритов и гранитоидов, возраст которых 0,7 и 0,74—0,83 млрд. лет соответственно.

Во внутренних зонах Тихоокеанского обрамления, по-видимому, позднедокембрийские зеленые пара- и ортосланцы, с которыми связаны джеспилиты, обнаружены во внутренних частях Новой Каледонии, возраст ультрабазитов этого острова, согласно А. В. Пейве и другим, по рубидий-стронциевому методу составляет 730 млн. лет.

Магматизм позднего докембрия уже почти не отличается от фанерозойского. Широкое развитие получают ультрабазиты альпийского типа, щелочные, ультраосновные, основные и кислые породы. Из гранитоидов особенно характерны рапакиви и сильно развиты

трондьемиты. Специфической чертой позднедокембрийского вулканизма, вероятно, является значительная связь с ним железорудной и марганцевой минерализации, которая в фанерозое постепенно затухает.

## **ОБЩИЕ ЧЕРТЫ РАЗВИТИЯ МАГМАТИЗМА В ДОКЕМБРИИ**

В развитии докембрийского магматизма с катархея до рубежа фанерозоя намечаются две главные тенденции — направленности и обратимости. Первая тенденция представляется ведущей и выражается во все увеличивающейся роли кислого и щелочного магматизма по отношению к основному и ультраосновному. Общая направленность существенно осложняется проявлениями обратимости: на каждом этапе (подэтапе) развития магматический процесс в целом протекает также от основного к кислому, а переход к последующему этапу сопровождается резким возвратом к основному магматизму. С другой стороны, магматизм двух соседних этапов, обладая общими чертами, характеризуется и специфическими особенностями: тонкими изменениями в химическом составе, появлением новых или отмиранием ранее существовавших типов.

Наряду с этим развитие магматизма в докембрии шло от глобальной универсальности однотипных магматических проявлений на заре геологической истории ко все большей дифференциации в пространстве и во времени в конце позднего докембрия. Это было, вероятно, связано с прогрессирующим усложнением структуры земной коры — появлением жестких сиалических глыб, впоследствии превратившихся в платформы, и подвижных прогибов, развившихся в геосинклинали, а также с увеличивающейся контрастностью в степени их подвижности.

Нарастающая дифференцированность во времени выразилась в видимом увеличении числа магматических циклов, часто проявляющихся лишь в определенных структурных элементах и не обязательно совпадающих хронологически. Возможно, однако, что в более древних образованиях аналогичные явления дифференцированности во времени и пространстве затушеваны метаморфизмом и другими позднейшими воздействиями.

Поворотных пунктов в развитии докембрийского магматизма было, по-видимому, три. В конце катархея в базальтовой однослойной коре появились первые сиалические глыбы и начали образовываться гранитоиды. С начала позднего архея, в связи с возникновением примитивных геосинклиналей, сложились общие черты геосинклинального магматизма. Наконец, к среднему докембрию, когда в довольно широких масштабах стал накапливаться чехол, приурочено формирование комплексов щелочных магматических пород.

Одной из важнейших особенностей в эволюции докембрийского магматизма является широкое развитие кислого платформенного вулканизма в среднем и начале позднего докембрия (раннем рифее). Кислые вулканы приурочены преимущественно к подвижным прогибам на платформах, и их генетические связи не выяснены. Можно высказать предположение, что кислые эффузивы образовались за счет «гранитного» слоя в платформенных зонах, которые или не утратили подвижности, или вновь ее обрели. Прогрессирующая стабилизация

привела (уже со среднего рифея) к резкому ослаблению роли кислого вулканизма на платформах.

Выведенные выше закономерности нуждаются в количественном подтверждении.

## ФАНЕРОЗОЙСКИЕ ПЛУТОНИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

### БАЗИТЫ И ГИПЕРБАЗИТЫ

Особенностью Тихоокеанского подвижного пояса является широкое проявление в его пределах офиолитовых базитов и гипербазитов. Эти образования, в частности гипербазиты, наряду с предшествующими им вулканидами и сопровождающими их габброидами представляют особый интерес для решения проблемы верхней мантии (с. 37—40).

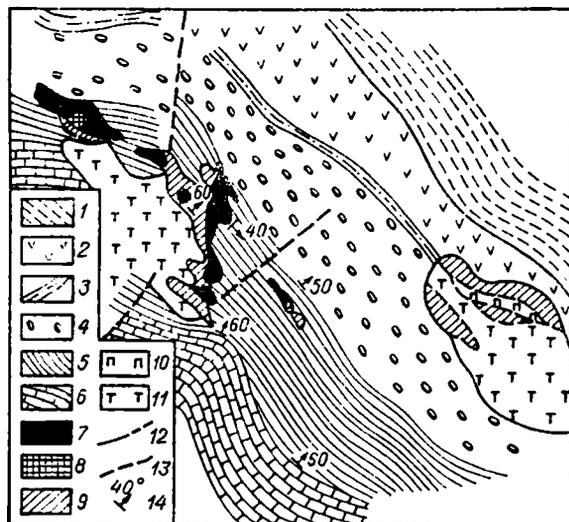
В данной работе на основе анализа парагенезисов офиолитовых комплексов [37] дается краткая характеристика гипербазитов и базитов Тихоокеанского пояса. С позиции данного метода и анализа парагенезисов минералов гипербазиты складчатых регионов в подавляющем большинстве случаев являются магматическими образованиями, которые в дальнейшем могут несколько перемещаться в твердом виде по крутым и реже пологим нарушениям в верхние структурные ярусы под влиянием тектонических движений и находиться во вторичном залегании. В связи с этим действительный возраст гипербазитов определяется временем их формирования из магмы, которое практически совпадает с возрастом родственных гипербазитам офиолитовых вулканидов той или иной структурно-фациальной зоны, содержащей массивы ультраосновных и основных пород.

Проявления гипербазитового и базитового магматизма во внешней (материковой) зоне Тихоокеанского пояса особенно широко имели место в палеозое и мезозое. В *палеозое* интрузии гипербазитов и сопровождающих их базитов образуют сложные серии существенно ультраосновных и основных пород. По возрасту они разделяются на ранне-, средне- и позднепалеозойские. Раннепалеозойские гипербазиты и сопровождающие их базиты известны в пределах Приморья, Китая, а также в Австралии (о. Тасмания).

В Приморье гипербазиты находятся в зоне раннепалеозойской складчатости на площади Ханкайского кристаллического массива. Они приурочены к осадочно-вулканогенному комплексу рифея и нижнего и среднего кембрия. Гипербазиты, по данным С. А. Коренбаума и С. А. Щеки, залегают в виде мелких и линзовидных в плане тел, сложенных аподунитовыми и апогарцбургитовыми серпентинитами, с которыми ассоциируют габбро и диабазы, находящиеся в подчиненном количестве, а также тальково-магнезиальные породы и сильно окисленные хромиты (рис. 1).

В Китае, по данным Ли-Пу, раннепалеозойские гипербазиты представлены существенно гарцбургитами, которые распространены в области Наньшань и Санчиахай. В Австралии гипербазиты образуют ряд мелких интрузивов, располагающихся в виде субмеридиональной цепочки в западной части о. Тасмания. Они распространены среди ордовикских отложений, залегающих согласно на кембрийских вулканогенно-осадочных породах, представленных алевролитами, кремнистыми сланцами, граувакками, конгломератами и основными вулканидами.

Рис. 1. Схема геологического строения района Дмитриевского талько-магнезитового месторождения (Приморье).



1—3 — кхоррингская толща: 1 — верхний горизонт — кварц-серцитовые сланцы, линзы кремнистых пород ( $\text{C}_2\text{kl}_3$ ), 2 — средний горизонт — эффузивы и туфы основного состава ( $\text{C}_3\text{kl}_2$ ), 3 — нижний горизонт — алевролиты ( $\text{C}_2\text{kl}_1$ ); 4 — меркушевская свита — конгломераты, песчаники, алевролиты ( $\text{C}_2\text{mr}$ ); 5—6 — дмитриевская свита: 5 — четвертая подсвита — переслаивающиеся известняки, эффузивы и туфогенно-осадочные породы ( $\text{C}_2\text{dm}_4$ ), 6 — третья подсвита — известняки с горизонтами серцитовых сланцев ( $\text{C}_2\text{dm}_3$ ); 7 — талько-карбонатные породы; 8 — кварц-карбонатные породы; 9 — серпентиниты ( $\text{PZ}_1$ ); 10 — пироксениты раннего палеозоя; 11 — габбро ( $\text{PZ}_1$ ); 12 — геологические границы; 13 — разломы; 14 — элементы залегания пород.

Внедрение гипербазитов имело место, вероятно, в конце кембрия — начале ордовика.

Среднепалеозойские гипербазиты в континентальной части Тихоокеанского пояса распространены в Австралии и Северной Америке. В Австралии гипербазиты среднего палеозоя ( $D_1$ ) образуют три пояса. Южный пояс этих пород (серпентиниты и перидотиты) и сопровождающих их габброидов расположен в штате Виктория и приурочен к субмеридиональной полосе силурийских и нижнедевонских осадочных и вулканогенных пород, среди которых широко представлены основные и реже кислые вулканы. Второй — «великий» — серпентинитовый пояс протягивается от восточного побережья Австралии на северо-запад в истоки р. Намой. Гипербазиты здесь относятся к альпийскому типу и образуют местами крупные тела (до 50 км длиной), приуроченные к нижнедевонским породам, среди которых широко представлены спилитовые лавы и их туфы. Третий пояс гипербазитов раннедевонского возраста расположен вдоль восточного побережья Австралии в штате Квинсленд и протягивается от истоков р. Дарлинг на юге до зал. Брод-Саунд на севере. Он представлен серпентинитами и перидотитами, сопровождающимися габброидами, залегающими среди осадочно-вулканогенных отложений нижнего палеозоя.

В Северной Америке, вероятно, к среднему палеозою ( $D_2$ ) относятся гипербазиты, сопровождаемые габброидами, а также существенно базитовые комплексы, распространенные довольно широко. К этой возрастной группе, по-видимому, принадлежат породы, массивы которых образуют пояс, протягивающийся на 1000 км от Скалистых гор на юго-востоке до слияния рек Юкона и Тананы на северо-западе. Пояс приурочен к глубинному разлому Скалистых гор. В южной части он представлен телами серпентинитов, дунитов и гарцбургитов (площадью до  $30 \times 5$  км), а в северной — габброидными породами, слагающими нередко крупные (до 70 км) массивы. Южнее к среднему девону, вероятно, относятся гипербазиты, расположенные в Сьерра-Неваде,

а также к востоку от гор Кламат, где развиты толщи осадочных и вулканогенных пород, возраст которых датируется от ордовика до перми.

Позднепалеозойские гипербазиты распространены более широко в складчатых регионах материковой части Тихоокеанского пояса. Они имеются в Сихотэ-Алине, Надань-Хада-Бикинском антиклинории, в КНДР и в Северной Америке. В Сихотэ-Алине позднепалеозойские гипербазиты ( $P_1$ ) являются преобладающими и образуют два крупных пояса — Западный и Восточный.

Западный пояс гипербазитов является дунит-гарцбургитовым и хромитоносным. Он расположен в области Даубихинского глубинного разлома, отделяющего одноименную синклиналию зону от Главного антиклинория Сихотэ-Алиня. Породы его представлены серпентинитами, реже дунитами, гарцбургитами, лерцолитами и жильными пироксенидами невысокой общей железистости ( $f = 15\%$ ). Железистость их минералов также низкая. Массивы ультраосновных пород Западного пояса имеют вид линзовидных тел (в плане) площадью до  $10 \times 1$  км, которые сопровождаются секущими их габбро и диабазами, менее распространенными, чем серпентиниты. Гипербазиты и габброиды в пределах Западного пояса очень близки по геологическому положению и возрасту [37] и приурочены к осадочно-вулканогенным образованиям себучарской свиты нижней перми.

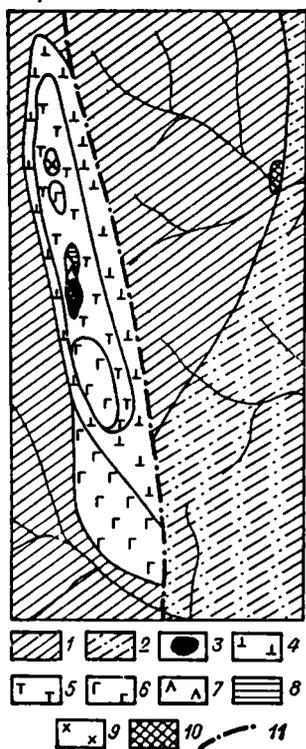
Восточный пояс гипербазитов Сихотэ-Алиня сложен породами оливинит-верлитовой формации, которые железоносны и титаноносны. Этот пояс приурочен к Центральному глубинному разлому, отделяющему Главный антиклинорий от Главного синклинория Сихотэ-Алиня. Гипербазиты Восточного пояса, в отличие от Западного, представлены оливинитами ранними и поздними (метасоматическими), верлитами и диаллагитами. Реже встречаются дуниты, лерцолиты, гарцбургиты, вебстериты и серпентиниты. Восточный пояс отличается повышенной общей железистостью пород ( $f = 15 \div 30\%$ ) и минералов. Из рудных минералов весьма распространены ильменит и титанистый магнетит. Массивы ультраосновных пород площадью до  $20 \times 2$  км имеют форму линзовидных в плане тел, силлов и межпластовых залежей с однородным, реже полосчатым или зональным строением (рис. 2). Тела их приурочены к осадочно-вулканогенным (спилиты и диабазы) породам нижней перми и располагаются в разломах, оперяющих Центральный структурный шов Сихотэ-Алиня. Они сопровождаются близкими по времени формирования интрузивами-спутниками, сложенными габбро-диабазами, которые по химизму [37] сопоставимы с гипербазитами. Вмещающие породы себучарской свиты на контакте с гипербазитами местами превращены в роговики.

В Надань-Хада-Бикинском антиклинории на территории Северо-Восточного Китая гипербазиты приурочены к осевой части антиклинория, сложенной нижнепермскими кремнисто-вулканогенными и терригенными породами.

В краевых частях тел гипербазитов хорошо выражены зоны закали и порфиоровые структуры ультраосновных пород. Они характеризуются повышенной общей железистостью и титанистостью и сопровождаются обилием рвущих тел габброидов (рис. 3).

В северной части п-ова Корея и сопредельной территории Китая гипербазиты ранней перми приурочены к зоне зубчатого сочленения Сино-Корейского кристаллического массива и геосинклиналию склад-

Рис. 2. Схематическая геологическая карта Катэнского массива гипербазитов (При-морье).



1-2 — нижнепермские породы: 1 — песчаники, глинистые и кремнистые сланцы, известняки, 2 — кремнистые сланцы с прослоями песчаников; 3 — оливиниты; 4 — диаллагиты; 5 — серпентиниты и серпентинизированные верлиты; 6 — порфириновые верлиты; 7 — габбро и оливиновые габбро; 8 — горнblendиты; 9 — сиениты (K<sub>2</sub>); 10 — палеогеновые меймечиты; 11 — разломы.

чатой области позднего палеозоя. Эти породы образуют здесь цепочку интрузивных массивов, которая протягивается от г. Ченгдина на юге до границы с КНР на севере. Гипербазиты прорывают осадочно-вулканогенные толщи верхнего палеозоя, в средней части которых широко представлены зеленокаменные вулканиты, их туфы и фельзит-порфиры.

Гипербазиты северной части п-ова Корея представлены в основном аподунитовыми и апогарцбургитовыми серпентинитами, образующими массивы, прорванные дайками диабазов и габбро-диабазов, после которых формировались рудные тела массивных хромитов, характеризующихся высокой железистостью (40—54%). Формирование рудных тел хромитов после даек базитов свидетельствует о родственных отношениях в сериях ультраосновных и основных пород ранних этапов развития геосинклиналей.

В Северной Америке позднепалеозойские гипербазиты распространены весьма широко.

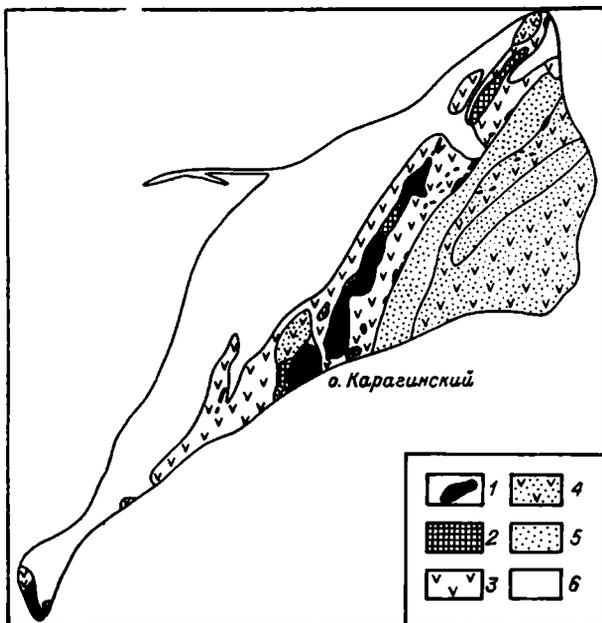
Они образуют пояс, прослеживающийся от истока р. Уайт на границе Аляски и Канады до широты Сан-Франциско. Этот пояс приурочен к серии глубинных разломов, которые определяли также пространственное размещение, видимо, нижнепермских осадочно-вулканогенных пород, представленных зеленокаменными базальтами, андезитами, их туфами, кремнистыми сланцами и песчаниками, алевролитами, известняками.

В истоках р. Уайт и в районе оз. Клуэн гипербазиты образуют многочисленные мелкие интрузивы, рвущие отложения верхнего палеозоя (C<sub>2</sub>—P) и приуроченные к разлому Денали. Юго-восточнее они представлены дугообразной цепочкой массивов, прослеживающихся от истоков р. Юкона на севере до хр. Ситкин на юге. В пределах этой зоны распространены крупные (до 100×10 км) и мелкие интрузивы серпентинитов, приуроченные к полосе распространения верхнепалеозойских, в частности пермских, осадочных и вулканогенных пород.

Далее на юг пояс позднепалеозойских гипербазитов фиксируется группами массивов, залегающих в различных районах распространения эффузивных и осадочных толщ каменноугольного и пермского возраста. В южной части штата Орегон и в Калифорнии имеется большое количество мелких интрузий серпентинитов, приуроченных к субмеридиональной зоне распространения пермских и триасовых пород, подстилающихся силурийскими и девонскими отложениями. Возраст серпентинитов этой полосы верхнего палеозоя, по-видимому, раннепермский.

Рис. 3. Схема размещения офiolитов о. Карагинского.

1 — гипербазиты ( $\sigma K_2$ ); 2 — габбро ( $\nu K_2$ ); 3 — существенно вулканогенные образования ( $K_2$ ); 4 — вулканогенно-кремнисто-терригенные породы ( $K_2$ ); 5 — терригенно-пирокластические отложения ( $K_2$ ); 6 — нижнепалеогеновые отложения.



Позднепалеозойские ( $P_1$ ?) базиты (габброиды и диабазы) в Северной Америке распространены на южном склоне хр. Огилви, где они образуют субширотный пояс, приуроченный к глубинному разлому, оперяющему разлом Скалистых гор. Базитовые интрузии прорывают здесь отложения нижнего, среднего и верхнего палеозоя, в числе которых широко представлены пермские зеленокаменные вулканиты и их туфы.

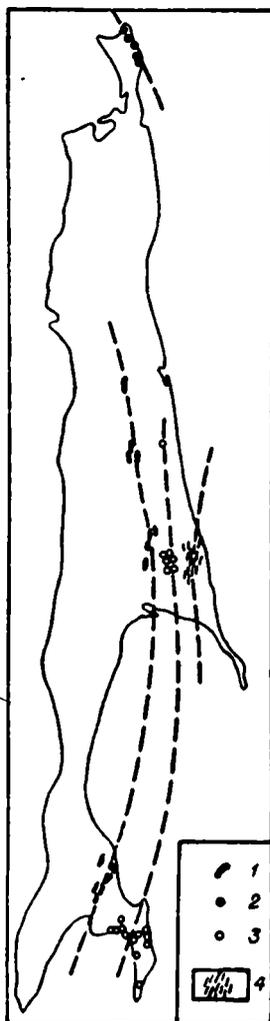
В переходной зоне от континента к океану интрузии гипербазитов и базитов распространены чрезвычайно широко и по возрасту относятся к позднему палеозою, мезозою и кайнозою. Позднепалеозойские гипербазиты распространены относительно мало и известны в Корякском нагорье, Японии и Новой Зеландии. В Корякском нагорье, по Б. Х. Егиазарову, гипербазиты и базиты позднего палеозоя распространены в районе Пекульнейского озера. Массивы их образуют здесь пояс, протягивающийся от верховьев р. Укэляят до верховьев р. Туманской и приуроченный к осадочно-вулканогенным образованиям карбона и перми ( $C_{2-3}-P_1$ ). В сложении как крупных, так и мелких линзовидных в плане массивов участвуют дуниты, гарцбургиты, лерцолиты и серпентиниты. Интрузивы их сопровождаются несколько более поздними телами габбро и диабазов. Возраст всех этих пород, судя по наличию зеленокаменных вулканитов и кремнистых сланцев, вероятно, раннепермский.

На Сахалине гипербазиты, возраст которых, возможно, пермский, расположены в пределах Сусунайского хребта. Они представлены аподунитовыми и апогарцбургитовыми серпентинитами, реже тальковыми породами соколовского комплекса, образующими мелкие линзовидные тела, приуроченные к кремнисто-песчано-сланцевым и спилит-диабазовым образованиям дербышевской свиты, метаморфизованным в условиях зеленосланцевой и амфиболитовой фации. Гальки этих пород известны в отложениях триаса и юры (рис. 4).

В Японии, по данным А. Миаширо и И. Куроды, позднепалеозойские, вероятно пермские, гипербазиты образуют два крупных пояса (Сангун, Самбагава) и три зоны (Риоке, Китоками и Абукума). Первый пояс (северо-западный) сложен в основном дунитами и гарцбургитами и лишь на юго-западе (о. Кюсю) дунитами и верлитами, а также

Рис. 4. Схема размещения комплексов (1—4) офиолитов Сахалина.

1 — соколовский (P?), 2 — шмядтовский (J<sub>2</sub>—K<sub>1</sub>), 3 — водопадненский (J<sub>2</sub>—K<sub>1</sub>), 4 — песковский (K<sub>2</sub>).



сопровождающими их габбро. Второй пояс расположен восточнее (на о. Хонсю) и сложен главным образом слабо серпентинизированными дунитами и верлитами. В поясе Сангун гипербазиты относятся к магнезиальным разностям дунит-гарцбургитовой формации. В зоне Самбагава они несколько более железисты и принадлежат дунит-верлит-пироксенитовой ассоциации. Содержание фаялита в оливине более 10%. В оливине из гипербазитов зоны Сангун количество фаялитового компонента менее 10% [143]. В зоне Риоке распространены в основном габбро-норитовые породы и кортландиты. В Китоками гипербазиты представлены серпентинитами. В зоне Абукума помимо интрузий габброидов встречаются и тела серпентинизированных перидотитов и серпентинитов.

На о. Тимор наличие позднепалеозойских (P<sub>1</sub>?) гипербазитов можно предполагать в геосинклинальной терригенно-вулканогенной формации с фауной фузулинид пермского возраста, которая слагает антиклинальные структуры острова.

В Новой Зеландии к позднему палеозою (P<sub>1</sub>) относятся два комплекса, из которых один габброидный, а другой гипербазитовый. Комплекс габброидов (Лонгвуд-Блаф) распространен на юго-западе Новой Зеландии в виде цепочки интрузивов северо-западного направления, которые расчленены на перидотиты и габброиды. Они прорывают туфы и спилиты верхнего палеозоя (C<sub>3</sub>—P<sub>1</sub>) и находятся в гальке вышележащих пермских толщ. Гипербазитовый комплекс Новой Зеландии представлен дунитами, серпентинитами и гарцбургитами, которые тесно ассоциируют с пермскими вулканитами. Мас-

сивы этих пород образуют пояс, протягивающийся от о. Д'Юрвиля до альпийского разлома в долине Уариад, а также от альпийского разлома в долине Джексон (Южный Уэстленд) до Мосбери в Саутленде.

*Мезозойские гипербазиты* на окраинах континентов и в переходной зоне от океана к континенту распространены наиболее широко. Они известны на Чукотке, в Корякском нагорье, на Камчатке, в Сихотэ-Алине, Индокитае, Бирме, в островных дугах, а также в Северной Америке, в области, примыкающей к побережью Тихого океана. Выделяются ранне-, средне- и позднемезозойские гипербазиты. Из них наиболее распространены позднемезозойские гипербазиты и сопровождающие их базиты.

Раннемезозойские ультраосновные и основные породы известны в Сихотэ-Алине и во Вьетнаме. Видимо, этого же возраста гипербазиты образуют пояс, протягивающийся по восточной части Бирмы через

о. Малакку до мелких островов, расположенных между Суматрой и Калимантаном.

В Сихотэ-Алине гипербазиты, имеющие поздне триасовый или более молодой ( $K_1$ ) возраст, распространены в бассейне р. Гур, где они образуют цепочку интрузий субширотного простирания, представленных апогарцбургитовыми и аподунитовыми серпентинитами, которые прорваны более поздними, но также поздне триасовыми габбро, габбро-норитами и диабазами. По времени формирования гипербазиты и габброиды отвечают триасовым основным вулканитам.

В Северном Вьетнаме известны два комплекса ультраосновных и основных пород поздне триасового возраста, один из них гипербазитовый, а другой — габброидный. Первый комплекс представлен серпентинизированными дунитами, гарцбургитами, реже перидотитами, которые прорваны дайками габброидных пород. Породы его приурочены к региональному разлому на юго-западе Северного Вьетнама, у границы с Лаосом. Они образуют два крупных ( $100 \times 9$  км) и ряд мелких массивов серпентинитов (Нуйныа, Намма). Габброидный комплекс Северного Вьетнама распространен в тех же зонах, что и гипербазитовый, но более широко. Он представлен дифференцированными массивами типа лополитов, которые сложены оливковыми габбро, троктолитами, габбро и габбро-пегматитами (массив Нуйчуа). По-видимому, самостоятельный пояс триасовых ( $T_3$ ?) гипербазитов протягивается по Восточной Бирме на п-ове Малакка и далее на юго-запад до островов, расположенных вдоль северо-восточного побережья Суматры.

Среднемезозойские гипербазиты распространены в Северной Америке, где они, вероятно, образуют крупнейший пояс, простирающийся вдоль побережья Тихого океана от Аляски до широты г. Сан-Франциско. Северная часть этого пояса приходится на Юго-Восточную Аляску, где известно около 35 тел ультраосновных пород, имеющих лополитообразное или концентрическое (в плане) строение (массивы Ред-Блафф, Пик-Кейн, Клауан и др.). Одни интрузивы сложены дунитами и перидотитами, а другие — перидотитами до диаллагитов и горнблендитов, третьи — пироксенитами (с магнетитом) и горнблендитами. Размеры их невелики и не превышают 9—11 км. В ультраосновных породах Аляски почти не встречается ромбический пироксен. Этим отличаются гипербазиты данной области от ультраосновных пород многих других регионов и относятся к особой — дунит-верлит-пироксенитовой — формации. Аналоги их известны на Урале, а также в Северо-Восточном Китае в виде дахэчжэньского комплекса гипербазитов средне-рифейского возраста.

Пояс дунит-верлит-пироксенитовых интрузий Юго-Восточной Аляски протягивается в южном направлении в Британскую Колумбию и в штат Вашингтон, где также известны зональные массивы гипербазитов (Лодстон, Эйкен-Лейк, массив Твин-Систерс). Возраст гипербазитов, если судить по самым поздним офиолитовым вулканитам в разрезе мезозоя Аляски, среднеюрский.

Южное продолжение пояса среднеюрских гипербазитов Северной Америки, вероятно, приходится на штаты Орегон и Калифорния. Здесь, в горах Кламат, имеется западный пояс гипербазитов, сложенный серпентинитами и пространственно связанный с эвгеосинклинальными вулканитами юры. Радиогенный возраст гранитоидов, возникших в этой зоне после гипербазитов, составляет 145 млн. лет.

Позднемезозойские гипербазиты и базиты в переходной зоне распространены наиболее широко. Интрузивы их образуют самостоятельные пояса огромной протяженности, в пределах которых изредка встречаются и кайнозойские гипербазиты. К ним относятся Корякско-Камчатский, Сахалинско-Хоккайдский, Бирманско-Яванский, Филиппинско-Новозеландский и Большой Антильский. Известен и ряд более мелких поясов: Таловско-Пекульнейский, Вывенско-Хатырский и др.

Таловско-Пекульнейский пояс гипербазитов и сопровождающих их базитов протяженностью около 1000 км расположен на Северо-Востоке СССР. В пределах его имеются как мелкие, так и крупные (Усть-Бельский, Таловский) массивы типа линз (в плане) и факколитов ультраосновных пород, представленных серпентинитами, гарцбургитами и дунитами, которые сопровождаются интрузивами габброидов типа габбро, диабазов и габбро-норитов. Гипербазиты рассматриваемого пояса, а также базиты приурочены к осадочно-вулканогенным породам нижнего мела.

Корякско-Камчатский пояс гипербазитов и базитов протяженностью около 2000 км имеет сложное строение. В крайней северо-восточной части его наряду с позднемезозойскими гипербазитами известны и позднепалеозойские (с. 29).

Раннемеловые ультраосновные и основные породы относятся к дунит-гарцбургитовой формации и приурочены к возрастным аналогам осадочно-вулканогенной пекульнейской свиты. Позднемеловые гипербазиты пространственно и во времени связаны с кремнисто-вулканогенными породами ватынской серии.

Л. И. Аникеевой вдоль побережья Олюторского залива выделяется ачайваемский комплекс интрузивных пород позднемелового возраста, который представлен габбровыми породами. В бассейне р. Вывенки и в северной части Камчатки гипербазиты имеют позднемеловой возраст и представлены оливинитами, верлитами и диаллагитами с повышенной железистостью минералов. Эти гипербазиты относятся к особой оливинит-верлитовой формации. Сопровождающие их габброиды железисто-титаноносны. В южной части Корякско-Камчатского пояса (на восточном побережье Камчатки) и о. Карагинском развиты уже иные позднемеловые дунит-гарцбургитовые гипербазиты, прорывающие верхнемеловые осадочно-вулканогенные породы (см. рис. 3).

Сахалинско-Хоккайдский пояс гипербазитов, по В. В. Слодкевичу, протягивается на 1500 км. На севере его (о. Сахалин) выделяются три комплекса гипербазитов: 1) водопадненский, приуроченный к кремнисто-глинистым и спилит-диабазовым породам (Набильской и Тонино-Лнивской зон) позднеюрско-раннемелового возраста; 2) шмидтовский комплекс, развитый на севере Сахалина, находящийся среди позднеюрских — раннемеловых кремнисто-песчано-глинистых и спилит-диабазовых образований; 3) песковский комплекс гипербазитов, приуроченный к кремнисто-глинистым и спилит-диабазовым образованиям верхнего мела. Все эти комплексы представлены главным образом аподунитовыми и апогарцбургитовыми серпентинитами. Реже встречаются лерцолиты и бронзититы (песковский комплекс). Во всех комплексах гипербазиты сопровождаются уралитовыми габбро и габбро-диоритами. Песковский комплекс занимает в структурах Сахалина крайнее восточное положение и характеризуется наибольшей железистостью (см. рис. 4).

В зоне Хидака на о. Хоккайдо, как и на востоке Сахалина, расположены в основном габброидные массивы, многофазные и дифференци-

рованные от перидотитов до габбро (массив Хороман). Они приурочены к полосе андалузит-силлиманитовых сланцев, возникших за счет юрских осадочных и вулканогенных пород. В зоне Камуикотан распространены типичные гипербазиты, представленные серпентинитами, дунитами и гарцбургитами. Массивы их распространены в виде цепочки, прослеживающейся через весь о. Хоккайдо с севера на юг, и располагаются среди глаукофановых сланцев, возникших за счет юрских осадочных и вулканогенных пород в меловой период. Возраст гипербазитов зоны Камуикотан является, видимо, позднеюрским или раннемеловым по аналогии с гипербазитами водопадненского комплекса Сахалина.

Бирманско-Яванский пояс гипербазитов прослеживается от северной части Бирмы через Андаманские и Никобарские острова, Суматру, Яву до о. Тимор на расстоянии около 8000 км. В Северной Бирме пояс представлен серпентинитами и сопровождающими их габбро, приуроченными к верхнемезозойским породам Араканского поднятия на границе его с Иравадийским прогибом, отмеченной глубинным разломом [23]. В пределах поднятия развиты верхнемезозойские осадочные и вулканогенные (основные вулканиты) образования, которые трансгрессивно перекрываются нефтеносными отложениями нумулитовой серии ( $K_2-P$ ), в базальных конгломератах которой имеются обломки ультраосновных пород. В связи с этим возраст гипербазитов можно считать раннемеловым.

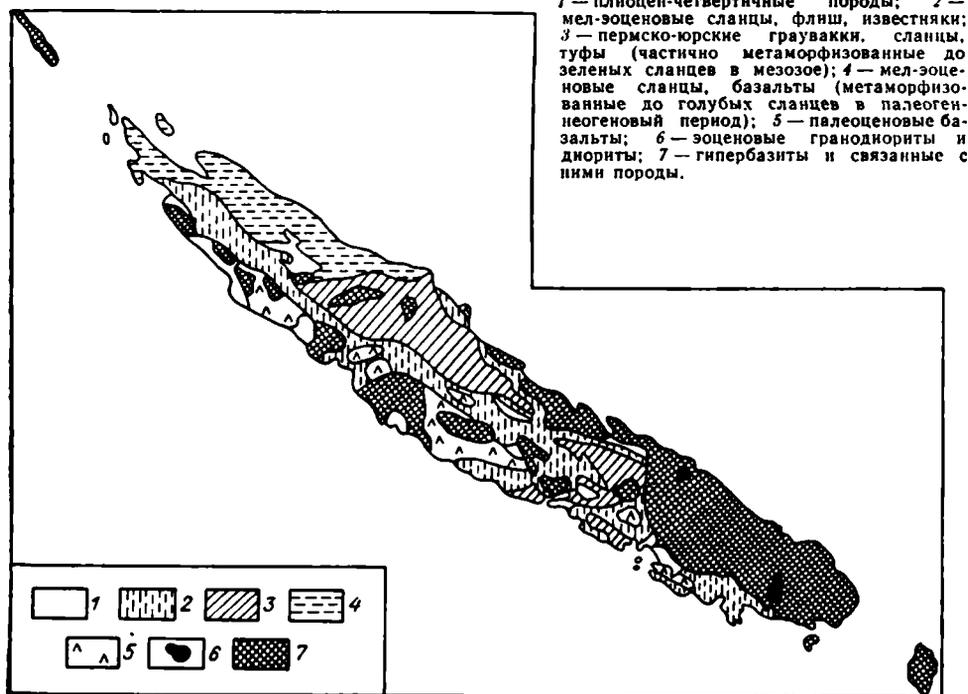
На о. Тимор гипербазиты представлены рядом массивов, приуроченных к зонам распространения нерасчлененных пермских и мезозойских осадочно-вулканогенных пород. Филиппинско-Новозеландский пояс ультраосновных пород протягивается на расстояние 9000 км о. Лусон через Новую Гвинею, Соломоновы острова, Новую Каледонию до северной окраины Новой Зеландии. К этому же поясу относятся гипербазиты островов Калимантан и Сулавеси.

На Филиппинских островах и Калимантане ультраосновные породы приурочены к кремнисто-спилитовой формации позднего мела — раннего палеоцена, сложеной радиоляриевыми кремнями, граувакками, яшмами, известняками, базальтами, их туфами и андезитами [132]. В пределах Филиппинских островов интрузивы гипербазитов и сопутствующих им габброидов образуют две зоны: западную и восточную. В западной зоне находится один крупнейший массив ( $150 \times 20$  км) у побережья о. Лусон и ряд мелких интрузивов, сложенных серпентинитами, дунитами и перидотитами, цепочка которых прослеживается далее на о. Калимантан.

В восточной зоне гипербазитов Филиппинских островов самый крупный массив ( $100 \times 15$  км) находится в антиклинории восточного побережья о. Лусон. Южнее цепочка интрузивов ультраосновных пород прослеживается, с одной стороны, на Сулавеси, а с другой — по главному направлению Филиппинско-Новозеландской островной дуги.

На о. Сулавеси, в северо-восточной части его, имеется крупный интрузив ( $8000 \text{ км}^2$ ), сложенный перидотитами и серпентинитами, которые сопровождаются большим количеством габброидных тел. Второй крупный массив расположен в юго-восточной части острова и представлен в основном серпентинитами. Габброидов, секущих гипербазиты, здесь мало. О возрасте этих пород у исследователей нет единого мнения. Р. В. Ван-Беммелен считает гипербазиты юго-восточной части Сулавеси позднемезозойскими. На северо-востоке Сулавеси возраст этих пород определяется как послепозднемеловой до позднеэоценового

Рис. 5. Схема геологического строения Новой Каледонии, по К. Роджерсу [164].



на основании метаморфизма юрских и меловых пород в контакте с гипербазитами и наличия обломков серпентинитов и эоценовых известняков. Другие исследователи допускают присутствие и триасовых ультраосновных пород. Наличие в триасовых известняках зерен хромита указывает на возможное присутствие и пермских гипербазитов на северо-востоке Сулавеси.

На о. Хальмахера гипербазиты среди пород среднего структурного яруса ( $K_2$ — $P$ ), сложенного туфами, известняками, андезитами и кремнями, относятся к позднему мелу.

В Новой Гвинее гипербазиты образуют два пояса: северный и южный. Южный пояс гипербазитов протягивается от юго-восточной оконечности Новой Гвиней до зал. Телик Геелвинк на западе. Северный пояс следует вдоль северной окраины Новой Гвиней от Сукарнпура до о. Вайгео на западе.

Южный пояс гипербазитов, по Х. Л. Дэвису и К. А. Роджерсу, является наиболее крупным и лучше изученным. В пределах его выделяются два комплекса. Один из них представлен некумулятивными гипербазитами (гарцбургиты, жилы дунитов и орто- и клинопироксенитов), а другой — существенно габброидный с подчиненным количеством кумулятивных дунитов, гарцбургитов, верлитов, лерцолитов, вебстеритов. Возраст их позднемеловой — олигоценовой [164]. Некумулятивные гипербазиты считаются фрагментами верхней мантии, лишенными базальтовой составляющей [164]. Вместе с кумулятивными ультрамафитами и габброидами, покрывавшими их, и базальтами океанического дна они были надвинуты с северо-востока на палеозойские отложения по пологим тектоническим разломам. Северный пояс офиолитов сложен серпенти-

Рис. 6. Схема размещения офиолитов Западной Калифорнии, по Е. Г. Бейли и М. К. Блейку [6].

1 — постфранцисканские породы; 2 — францисканские эвгеосинклинальные породы ( $J_3-P_1$ ); 3 — отложения серии Грейт-Вэлли ( $J_3-P_1$ ); 4 — ультраосновные породы (в основном серпентиниты); 5 — дофранцисканские породы и рвущие их граниты (К); 6 — разломы.

нитам и на о. Вайгео породы его тесно ассоциируют с породами спилиткератофировой формации олигоцена.

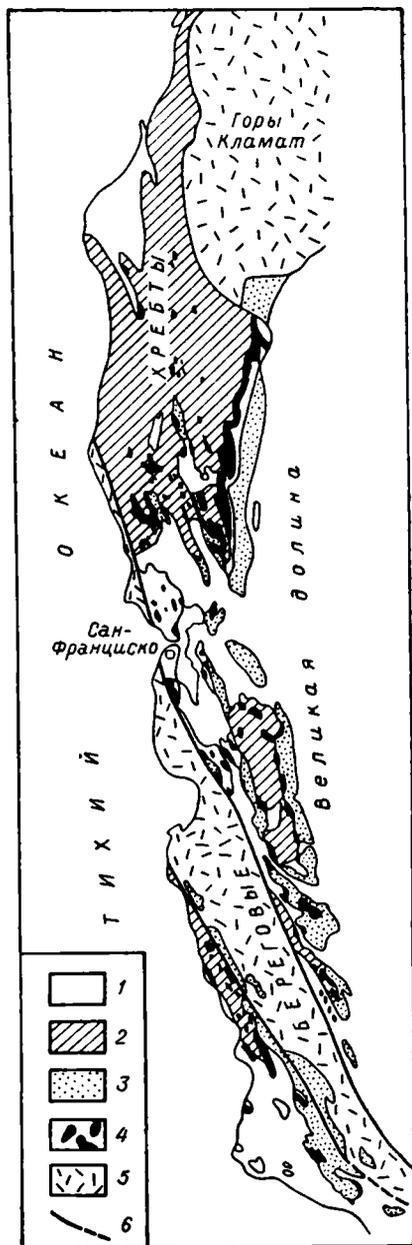
На Соломоновых островах массивы альпинотипных гипербазитов [173] образуют прерывистый пояс, протягивающийся на расстояние 500 км. Они приурочены к верхнемезозойским осадочно-вулканогенным породам и имеют, видимо, поздне меловой возраст. Реже встречаются дуниты, верлиты, пироксениты, возникшие как продукты локальной дифференциации магмы [173].

Цепочка гипербазитовых массивов Соломоновых островов прослеживается далее на юго-восток на островах Новые Гебриды, где встречаются гранатовые перидотиты и гранат-амфиболовые пироксениты.

В Новой Каледонии [164] гипербазиты широко распространены и образуют крупные массивы, сложенные апогарцбургитовыми, реже аподунитовыми серпентинитами с мелкими жилами, пластинами и телами клино- и ортопироксенитов, горнблендитов, габбро (секущие тела). Эти породы прорываются диоритами и гранодиоритами. Возраст гипербазитов считается олигоценным (рис. 5).

Вмещающие их породы (вулканы и др.) после эоцена испытали метаморфизм и во многих случаях превращены в сланцы с глаукофаном [114]. Среди этих сланцев отмечаются согласные пропластки серпентинитов. Многие сланцы по составу отвечают офиолитовым вулканитам (рис. 6),

описанным в работе Е. Г. Бейли и М. К. Блейка [6], А. Мнаширо [151], и не похожи на базальты, ассоциирующие здесь с гипербазитами [163]. В связи с этим трудно поверить в то, что гипербазиты и базальты острова — эрозионные реликты покрова коры океанического типа и мантии, трансформированного из корневой зоны восточной части Новой Каледонии. Скорее всего, это магматические образования,



которые по генезису и возрасту (палеоцен), вероятно, связаны с толщей базальтов, яшм, флиша и известняков, развитой в неизменном виде на островах западнее Новой Каледонии.

В Новой Зеландии наиболее молодые ( $K_1?$ ) гипербазиты представлены на м. Северном. Они образуют небольшой ( $12 \text{ км}^2$ ) массив, сложенный дунитами, серпентинитами, лерцолитами и верлитами, содержащими не энстатит, а гиперстен ( $f=20\%$ ), и относится, вероятно, к разностям с повышенной железистостью. Ультраосновные породы сопровождаются оливниновыми габбро, анортозитами и норитами. Все эти образования приурочены к осадочно-вулканогенным породам юры и нижнего мела, среди которых развиты подушечные лавы и кератофиры.

В Северной Америке наличие меловых гипербазитов ( $K_1$ ) можно предполагать в горах Клатмат на широте г. Сан-Франциско. Еще далее на юг позднемезозойские гипербазиты широко представлены в области Большого Антильского пояса. Гипербазитовый пояс Больших Антильских островов\* протягивается от Гватемалы до Виргинских островов, а возможно, и далее — в район Малых Антильских островов до о. Тобаго, где он, вероятно, соединяется с цепочками ультраосновных пород Тринидада и Венесуэлы, образуя с гипербазитами Центральной Америки своеобразную Карибскую петлю. Гипербазиты на Больших Антильских островах представлены массивами с видимой площадью (восточная часть Кубы) до  $1500 \text{ км}^2$  (чаще значительно меньше). Имеются как пластообразные, так и изоморфные тела, состоящие из серпентинизированных перидотитов. Габброиды находятся в подчиненном положении. Среди неизменных пород широко распространены гарцбургиты, реже встречаются лерцолиты, верлиты, дуниты и пироксениты, связанные друг с другом постепенными переходами. Все породы серпентинизированы в различной степени. Сопровождающие их оливниновое габбро, трактолиты, габбро, анортозиты и габбро-нориты тесно связаны с ультраосновными породами. Имеются многочисленные дайки перечисленного выше состава, которые рвут массивы гипербазитов.

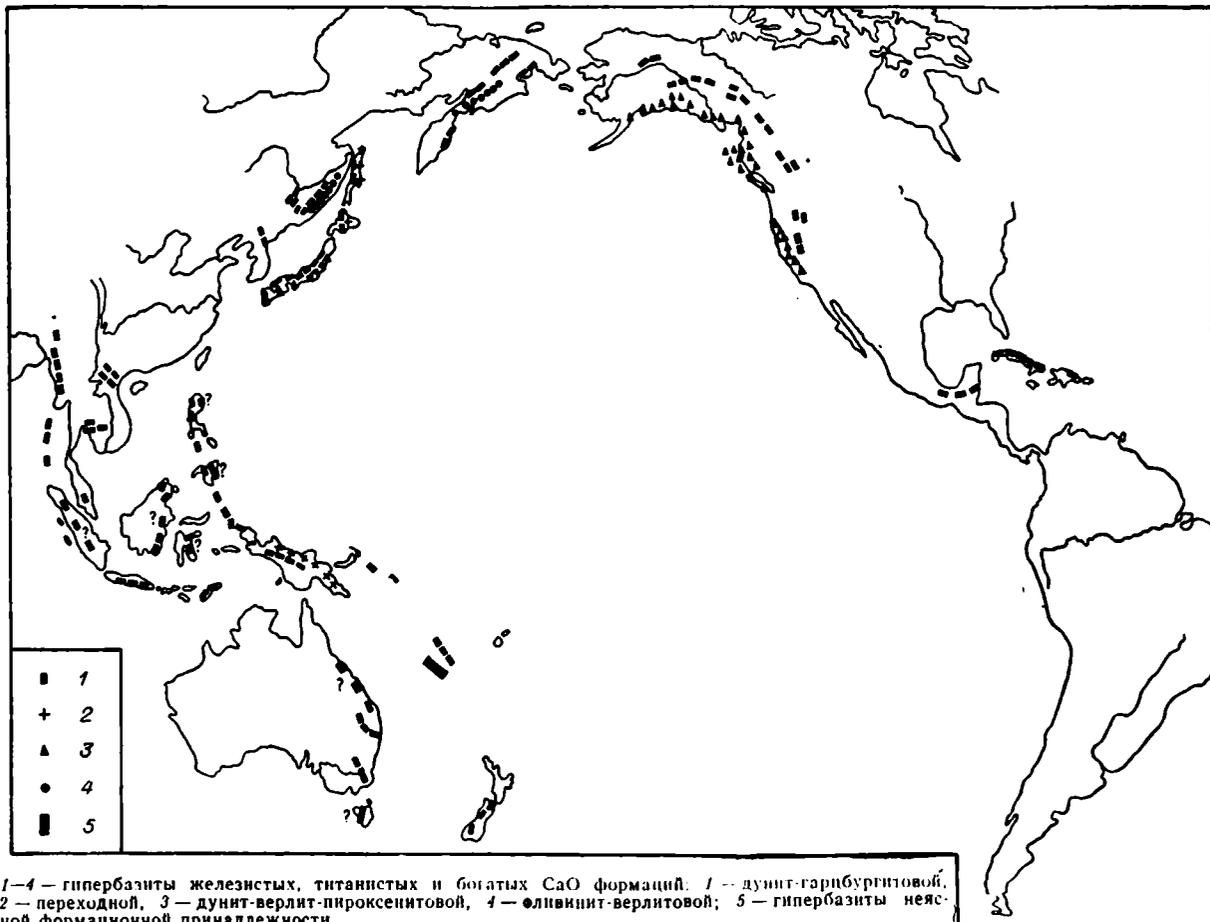
Залегают тела в самых разнообразных породах — от метаморфизованных юрских до вулканитов и осадочных пород нижнего и верхнего мела. Возраст основной массы их устанавливается по прорыванию ими отложений нижней части верхнего мела и перекрытию их отложениями кампана — маастрихта. Возможно, имеются юрские и эоценовые тела. Большинство геологов считает гипербазитовые тела интрузиями, но некоторые (Ж. Падро и другие) значительную часть их рассматривают как эффузивы, а М. Козари и А. Книппер относят их к протрузиям, изображая их в виде клиньев мантии, выжатых в твердом состоянии в верхние структурные этажи.

\* \* \*

Существуют две крайние точки зрения о природе офиолитов в складчатых регионах. Общеизвестно представление, согласно которому офиолиты — магматические образования, возникающие в этапы прогибания геосинклиналей, закладывающихся на коре океанического типа. Этой точки зрения придерживаются многие петрологи (Д. С. Штейнберг, Дм. К. Рукмик, Дж. А. Нобле, Х. П. Тейлор, Дж. Курода, Д. Миширо и другие). Представители другого направления считают офиолитовые пояса и зоны в складчатых регионах шарьи-

\* Текст К. М. Худолея.

Рис. 7. Схема размещения гипербазитов в пределах Тихоокеанского пояса.



рованными выступлениями древней океанической коры в зоне сочленения ее с корой континентального типа (А. В. Пейве, Э. Г. Бейли, М. К. Блейк, У. Г. Эрст, Б. М. Рендж, К. С. Хатчинсон и другие). Наблюдаемая в ряде случаев последовательность пород (снизу вверх) гипербазиты → габброиды и амфиболиты → вулканиты в складчатых регионах ими трактуется как типичный разрез океанической коры, который вполне сравним, по А. В. Пейве, с разрезом дна современных океанов. Офиолиты, по их мнению, это аллохтонные пластины океанической коры, сорванные и тектонически перемещенные по субгоризонтальным поверхностям иногда на значительные расстояния. При этом массивы гипербазитов сторонники концепции (Д. Авиас, Х. Г. Дэвис, У. Р. Ирвин, Л. А. Книппер, Л. Г. Медарис и другие) определяют как тектонические выступы верхней мантии, испытавшие также горизонтальные перемещения. Не исключено, что в ряде островных дуг и складчатых регионов, где имели место крупнейшие нарушения и шарьжи в земной коре, гипербазиты представляют собой протрузии верхней мантии, а офиолитовые зоны — тектонические выступы древней океанской коры.

Исследования Тихоокеанского пояса (рис. 7) показывают, что офиолитовые вулканиты, гипербазиты и габброиды в эвгеосинклинальных поясах и зонах тесно связаны между собой по геологическому положению, времени образования, металлогении и составу. Они формировались в начальные или средние этапы развития геосинклиналей. Базальтовый слой при этом не мог служить источником их возникновения, поскольку находился в стадии формирования, как показывают исследования рифтовых зон, срединных океанических хребтов. Тепловой поток в этих зонах в 2—3 раза больше, чем под континентами и океанами, и плавление верхней мантии становится возможным на глубине 20 км. По-видимому, и в прошлом формирование офиолитовых вулканитов, гипербазитов и габброидов происходило за счет плавления верхней мантии в рифтовых зонах. В пользу этого свидетельствует то, что все названные выше породы в каждой конкретной офиолитовой зоне приурочены к одним и тем же глубинным разломам, практически одновозрастны и сходны по металлогении и составу. Чем больше в базит-гипербазитовой серии габброидов, тем более глиноземисты и железисты их хромиты. Это указывает на родственные отношения гипербазитов, габброидов и офиолитовых вулканитов.

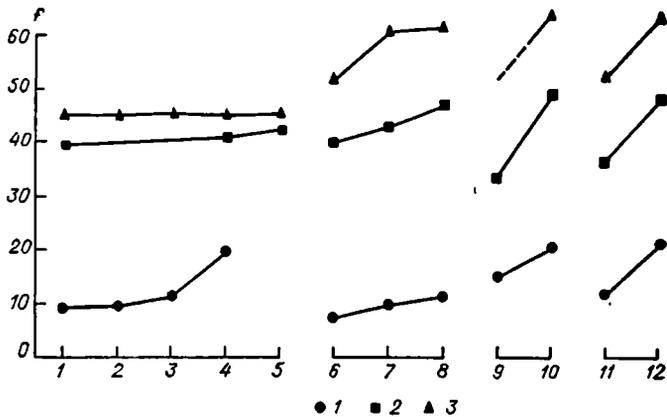
Химический состав гипербазитов в различных формациях неодинаков. Особенно наглядно родственные отношения между представителями офиолитов видны из анализа особенностей их химического состава (рис. 8). На диаграмме показаны средние значения общей железистости ( $f_0$ ) гипербазитов, габброидов и вулканитов в широтных разрезах складчатых регионов северо-западной части Тихоокеанского пояса. На рисунке видно, что гипербазиты восточных зон северо-западной части Тихоокеанского пояса более железисты, как и сопровождающие их габброиды и предшествующие вулканиты, причем последние более железисты, чем габброиды. Как было показано ранее, сходная картина наблюдается в распределении титана и СаО.

Офиолиты сходны по наличию не только определенных петрогенных компонентов, но и элементов-примесей. На диаграммах (рис. 9 и 10) видно, что чем выше в гипербазитах содержание никеля, кобальта и хрома, тем больше этих элементов и в сосуществующих с ними габброидах. В гипербазитах имеют место наиболее высокие содержания никеля, кобальта, хрома и цинка, а в базитах — меди и ванадия.

Рис. 8. Диаграмма общей железистости офиолитов различных зон востока Азии.

1 — гипербазиты; 2 — габброиды; 3 — вулканиты. Офиолитовые зоны (цифры на оси абсцисс): 1 — о. Карагинского; 2 — п-ова Озерного, 3 — п-ова Камчатского мыса, 4 — Ваттынская, 5 — Ачайвайямская, 6 — Соколовская (Сахалин), 7 — Водопадненская (Сахалин), 8 — Песковская (Сахалин), 9 — Дахэжэньская, 10 — Надань-Хада-Бикинская, 11 — Западного пояса (Сихотэ-Алинь), 12 — Восточного пояса (Сихотэ-Алинь).

$$f = \frac{Fe + Mn + Ti}{Fe + Mn + Ti + Mg} \cdot 100, \%$$



Весьма высокие концентрации ванадия характерны для габброидов Восточного офиолитового пояса Сихотэ-Алиня и Надань-Хада-Бикинского антиклинория. Габброиды характеризуются также повышенными содержаниями свинца, галлия, но меньшими цинка, олова.

Из диаграммы видно, что гипербазиты Надань-Хада-Бикинского антиклинория и Восточного пояса Сихотэ-Алиня по сравнению с гипербазитами дунит-гарцбургитовой формации (Западный пояс Сихотэ-Алиня, о. Карагинский) отличаются более высоким содержанием не только железа, титана, но и кобальта, ванадия, меди и особенно цинка.

Таким образом, вулканиты, гипербазиты и габброиды офиолитовых зон — это действительно родственные образования. В то же время все они не имеют признаков кумулятивных структур. При этом вулканиты в разрезах могут залегать стратиграфически как выше гипербазитов, так и ниже их. Габбро также занимают различное положение в разрезе офиолитовых зон. Такие особенности проявления офиолитов не позволяют их рассматривать в качестве совокупности эффузивно-экструзивных образований, сформировавшихся на океаническом дне в результате излияния и кристаллизационной дифференциации базальтовой магмы меланократового состава. Выходы их в складчатых регионах в большинстве случаев нельзя считать фрагментами океанической коры и подстилающей ее верхней мантии.

Особенности состава и характера проявления офиолитов показывают, что, являясь родственными в описанных выше регионах и островных дугах, они образуются в процессе последовательного плавления верхней мантии в глубинных разломах. Вулканиты здесь — первые и относительно низкотемпературные выплавки, судя по тому, что они наиболее железисты, содержат меньше CaO и больше SiO<sub>2</sub>, чем габброиды. Последние, как и гипербазиты, образуются из мантии, уже предварительно проплавленной и утратившей значительное количество железа, щелочей и других легкоплавких компонентов в стадию образования офиолитовых вулканитов.

Поскольку в офиолитовых поясах существуют крайние выплавки мантии (вулканиты и гипербазиты), а также промежуточные по составу образования (габброиды), то, учитывая их объемы, можно восстановить исходный состав «палеомантии» складчатых регионов. Судя по положению крайних выплавков (гипербазитов и вулканитов), можно пред-

Рис. 9. Содержание элементов-примесей в гипербазитах (I) и габброидах (II) о. Карагинского (I) и Надань-Хадань-Бикинского антиклинория (10).

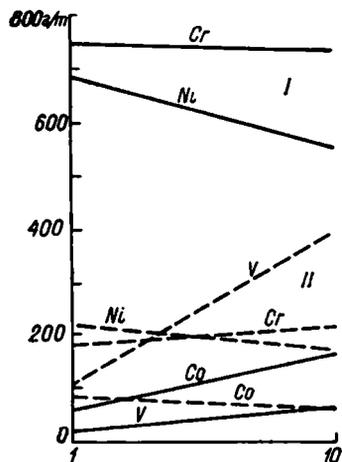
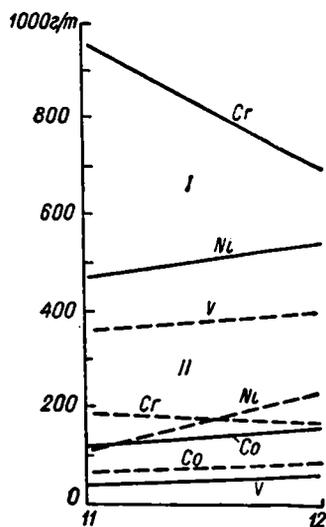


Рис. 10. Содержание элементов-примесей в гипербазитах (I) и габброидах (II) Западного (11) и Восточного (12) офиолитовых поясов Сихотэ-Алиня.



полагать, что верхняя мантия, существовавшая в конкретных регионах до образования офиолитов (палеомантия), была различной. Наиболее железистой и богатой CaO, TiO<sub>2</sub>, MnO, а также ванадием, цинком и кобальтом была верхняя палеомантия восточных зон офиолитов по сравнению с западными в пределах северо-западной части Тихоокеанского пояса. Это хорошо видно на примере Сихотэ-Алиня, Сахалина и Корякского нагорья.

Схема пространственного размещения различных типов гипербазитов в складчатых структурах материковой и переходной области северной части Тихоокеанского пояса, как показывают приведенные выше данные, напоминает собой подкову, внешние дуги которой сложены породами дунит-гарцбургитовой формации, а внутренние — представителями оливинит-верлитовой и дунит-верлит-пироксенитовой формации и других ассоциаций, содержащих больше CaO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, а также V, Co.

Процесс разрастания земной коры в азиатской ветви пояса происходил в восточном направлении и совершался таким образом, что начиная с ранней перми каждый пояс гипербазитов, складывавшийся восточнее, оказывался сложным продуктом плавания более железистой и титанистой и богатой CaO верхней мантии, как следует из анализа парагенезисов офиолитовых комплексов, изложенного в предыдущем разделе. В североамериканской ветви имела место аналогичная картина в направлении с востока на запад. Из этого следует, что уже в ранней перми в северной части Тихого океана существовал океанический бассейн, под ложем которого находился недифференцированный перидотитовый субстрат.

Зональность в размещении различных типов гипербазитов, отмеченная выше в области складчатых сооружений континентов, наблюдается и в островных дугах азиатской ветви Тихоокеанского пояса и

проявлена на островах не только Северного, но, вероятно, и Южного полушария (см. рис. 7). Гипербазиты восточных поясов в пределах Сахалина ( $PZ_3-MZ_3$ ), Хоккайдо ( $MZ_2$ ), Хонсю ( $PZ_3$ ) и Новой Гвинеи ( $MZ_3-KZ_1$ ) отличаются от одновозрастных с ними гипербазитов западных поясов этих же островов наличием ультраосновных пород с большим содержанием  $CaO$ ,  $FeO$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $TiO_2$ ,  $MnO$ ,  $V$ ,  $Co$  и большей долей участия габброидных разновидностей в сложении офиолитовых серий.

Петрологические данные по изучению гипербазитов Тихоокеанского пояса позволяют судить о том, что Тихий океан представляет собой древнее образование, геологическая история которого определенно уходит в глубь палеозоя и, может быть, докембрия.

## ГРАНИТОИДЫ

Для внешней, внеокеанической, части Тихоокеанского подвижного пояса характерно широкое проявление гранитоидного\* магматизма. Помимо докембрийских и палеозойских гранитоидов, имеющих важное значение в строении домезозойских подвижных областей, исключительно яркое развитие в этой части пояса получили мезозойские гранитоидные интрузии. Они широко распространены в Северо-Восточной Азии, в обрамлении срединных массивов и Алданского щита, и захватывают обширные территории мезозойского Яно-Колымской области и докембрийских сооружений Становика — Джугджура (рис. 11). Мезозойские гранитоиды прослеживаются вдоль стыков поздних байкалид, каледонид и герцинид Северной Монголии, трассируются в широтной Яньшаньской зоне по северной окраине Китайской платформы, широко развиты в Катазиатском блоке восточнокитайских каледонид, известны в Индокитае и на Малайском архипелаге. В Северной Америке плутонические тела их протягиваются в виде грандиозных цепей от Аляски до Мексики, местами «выплескиваясь» далеко на восток в окраинную часть Североамериканской платформы. В Андах и Антарктидах также известны весьма протяженные плутонические массивы мезозойских гранитоидов.

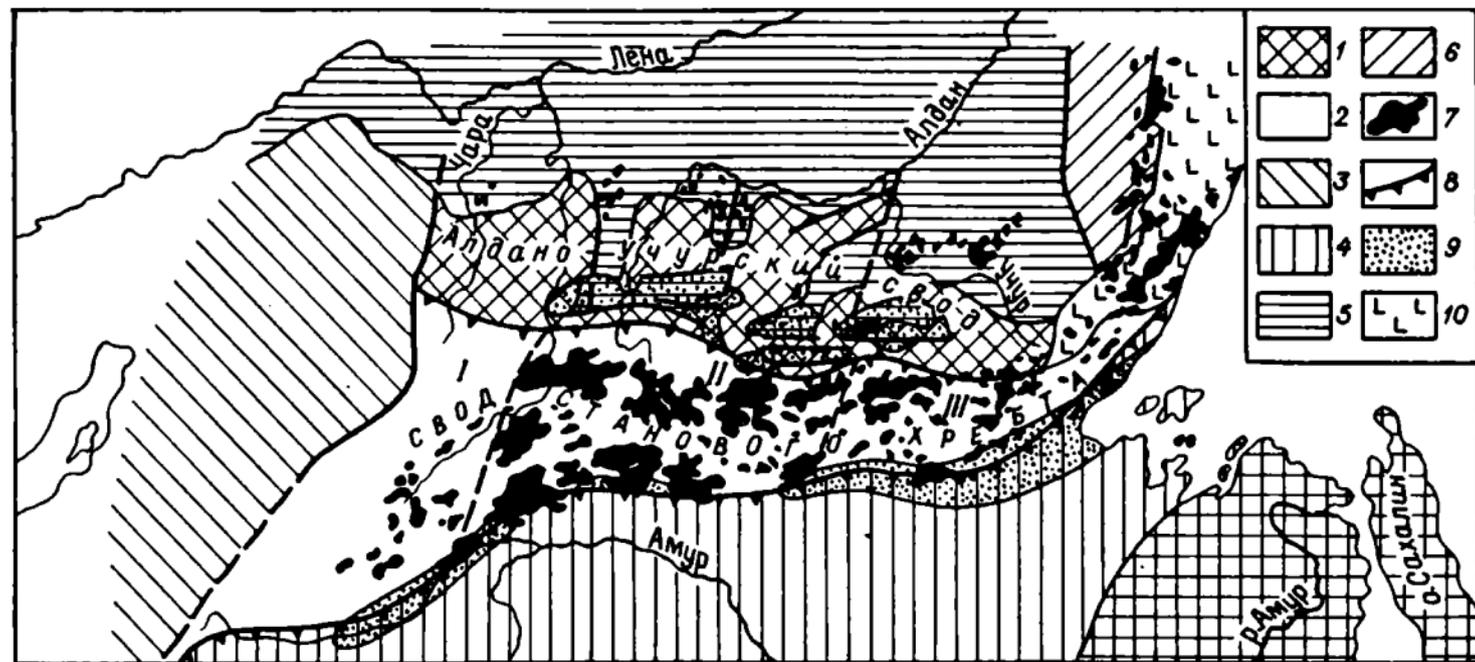
Геотектоническая позиция как мезозойских, так и более древних гранитоидов различна. Формирование части из них знаменует завершение развития геосинклинальных зон и связано с инверсионно-орогенетическими этапами превращения этих зон в складчатые области. Не менее представительна категория гранитоидов внегеосинклинального типа, удаленных на различные расстояния от активных геосинклинальных прогибов и локализованных в структурах более ранней консолидации. Наиболее мощные импульсы гранитоидного магматизма в рассматриваемой части Тихоокеанского пояса приходятся на ранний и средний палеозой, поздний палеозой — ранний мезозой и поздний мезозой, в каждой из этих возрастных групп различаются более дробные уровни проявления гранитоидов, связанные со стадийностью развития конкретных структурных зон и блоков земной коры.

## ПАЛЕЗОЙСКИЕ ГРАНИТОИДЫ

В пределах Тихоокеанского подвижного пояса палеозойский гранитоидный магматизм проявлен во многих регионах и связан во времени с позднебайкальским, каледонским и герцинским циклами орогенеза.

\* Под собирательным термином «гранитоиды» понимаются сближенные пространственно и во времени диорит-гранодиорит-гранитные серии пород, в состав которых входят иногда габброиды в качестве образований ранних фаз.

Рис. 11. Схема геологического положения мезозойского батолитового пояса Джугджуро-Станового свода.



1 — архейские породы Алданского щита; 2 — протерозойские складчатые структуры Станового хребта; 3 — структуры байкалид с наложенными мезозойско-кайнозойскими впадинами и интрузиями мезозойских гранитоидов; 4 — герцинские структуры Монголо-Охотской системы с наложенными мезозойскими впадинами и интрузиями мезозойских гранитоидов; 5 — платформенный чехол; 6 — Сетте-Дабанское — Юдомо-Майское перикратонное опускание (южная часть); 7 — батолитовые тела мезозойских гранитоидов; 8 — краевые разломы; 9 — приразломные впадины; 10 — эффузивы Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. I—III — западная (I), центральная (II) и восточная (III) части батолитового пояса с изменением возраста в восточном направлении от поздней юры до позднего мела.

Гранитоиды раннего палеозоя. Наиболее широкое развитие гранитоиды раннепалеозойского возраста имеют на территории Восточной Азии. С тектоническими движениями, приведшими к замыканию позднебайкальских складчатых систем, связано становление гранитоидных комплексов в пределах Хэгано-Буреинского массива, в Забайкалье и Монголии. В северо-восточной части Хэгано-Буреинского массива к ним принадлежит бибриджанский комплекс, представленный батолитоподобными, нередко уплощенными телами, неправильной конфигурации (площадью во многие сотни квадратных километров), либо штокообразными и трещинными вытянутыми массивами. В строении этого комплекса участвуют породы нескольких интрузивных фаз: 1) кварцевые диориты и гранодиориты, 2) порфириовидные гранодиориты и андезиновые граниты, 3) порфириовидные биотитовые граниты, 4) средне- и мелкозернистые биотитовые и двуслюдяные турмалинсодержающие граниты. Для пород характерно широкое развитие процессов микроклинизации, альбитизации и окварцевания, гранитоиды отчетливо пересыщены глиноземом, в группе щелочей  $K_2O$  резко преобладает над  $Na_2O$ . Интрузивные тела прорывают и метаморфизуют отложения верхнего докембрия, галька бибриджанских гранитоидов установлена в силурийских и девонских конгломератах; радиогенный возраст пород 580—648 млн. лет.

На юге Хэгано-Буреинского массива, в районе оз. Ханко, раннепалеозойские биотитовые и двуслюдяные граниты образуют конкордантные массивы в складчатых толщах верхнего докембрия — кембрия и содержатся в конгломератах среднекембрийского возраста. Западнее, на территории Северо-Восточного Китая, принято выделять комплекс трондьемитов и лейкократовых гранитов с возрастом 560 млн. лет; для пород характерно широкое проявление процессов микроклинизации. Интрузивные тела батолитоподобные, площадью до первых тысяч квадратных километров.

В западных районах Монголо-Охотской области, в Забайкалье и Монголии, раннепалеозойские интрузии приурочены к краевым и поперечным поднятиям, сложенным верхнепротерозойскими — нижнекембрийскими зеленосланцевыми и терригенными толщами. Представлены они гранитоидами двух фаций глубинности: 1) гранито-гнейсы и гнейсовидные граниты, окаймленные широкими зонами гранитизированных и мигматизированных пород, радиогенный возраст 519—551 млн. лет; 2) аллохтонные плутонические тела, сложенные существенно плагиоклазовыми биотитовыми гранитоидами, пересыщенными глиноземом, с преобладанием натрия в составе щелочей. Породы перекрыты отложениями нижнего — среднего девона.

В Сихотэ-Алинской системе порфириовидные биотитовые граниты и плагиограниты (525 млн. лет) известны в Южном Приморье и в Северном Сихотэ-Алине. Интрузии раннепалеозойского возраста описаны и в других частях Тихоокеанского пояса. В Юго-Восточном Китае к нижнему палеозою принято относить плутонические тела гранодиоритов с абсолютным возрастом 480 млн. лет. Возраст 460—530 млн. лет определен для гранитов и гнейсов, вмещающих медно-свинцово-цинковую минерализацию района Брокен-Хилл. В Скалистых горах США раннепалеозойский батолит с возрастом 441 млн. лет обнажается вдоль хр. Биверхид на протяжении более 50 км. Он сложен сиенитами, граносиенитами и подчиненными им гранитами. Батолит сформировался на глубине первых тысяч метров от поверхности, петрологические особен-

ности указывают на принадлежность его к сиенито-гранитным комплексам. В Калифорнии гранитоиды блока Салайн имеют возраст 470 млн. лет. Они представлены кварцевыми монцититами, диоритами, гранодиоритами и гранито-гнейсами.

Гранитоиды среднего палеозоя. Среднепалеозойская эпоха магматизма охватывает период формирования ранне-среднепалеозойских геосинклинально-складчатых систем, сопровождавшихся несколькими этапами проявления гранитоидного магматизма. Выделяются интрузии, соответствующие времени замыкания позднекаледонских (силур — девон) и раннегерцинских прогибов. Значительное развитие в среднем палеозое получил внегеосинклинальный гранитоидный магматизм, локализовавшийся за пределами геосинклинальных зон в структурах байкальской и более ранней стабилизации.

На территории Северо-Восточной Азии наиболее интенсивно среднепалеозойский магматизм проявился в пределах Омолонского массива [18]. С тектоническими движениями в конце ордовикского времени связывается формирование абкитского комплекса, включающего преимущественно граниты и гранодиориты, реже сиениты, щелочные и нефелиновые сиениты и другие щелочные породы. Они слагают крупные (до 850 км<sup>2</sup>) массивы (Абкитский, Коаргычанский, Некучанский, Анмандыканский) и многочисленные мелкие плутоны. Рассматриваемые гранитоиды характеризуются повышенным содержанием щелочей (по химизму они ближе к группе щелочных гранитов, чем щелочноземельных), лейкократовым обликом, наличием гнейсовидных текстур, проявлением бластеза, катаклаза и щелочного метасоматоза.

По геологическим данным установлено, что абкитский комплекс не моложе среднего девона: обломки гранитоидов содержатся в базальных конгломератах средне-верхнедевонской вулканогенной толщи, а также в мелкогалечных конгломератах верхней перми. Гранитоиды прорывают и метаморфизуют гнейсы архейского (?) возраста. В среднепозднедевонское время в Омолонском массиве формировалась мощная вулканогенная толща липарит-дацитового состава (кедонская серия), с которой ассоциируют небольшие тела гранитов и гранодиоритов, реже диоритовых порфиритов, гранит-порфиров и гранодиорит-порфиров.

В пределах Приколымского поднятия к среднему палеозою относят несколько небольших (до 150 км<sup>2</sup>) гранитоидных интрузивов, весьма сходных с гранитоидами абкитского комплекса. В составе их значительная роль принадлежит также граносиенитам и щелочным сиенитам. Аналогичные гранитоиды имеются в Тас-Хаяхтахском, Полоусненском и Алазейском поднятиях.

В Охотском массиве вблизи Кухтуйского блока развиты небольшие (до 30 км<sup>2</sup>) плутоны гранитов, граносиенитов, гранит-порфиров и граносиенит-порфиров. Они прорывают докембрийские и девонские (в том числе фаменские) породы и содержатся в гальке конгломератов среднего карбона — нижней перми. Гранитоиды отличаются высоким содержанием щелочей при преобладании натрия над калием.

В пределах Восточной Азии среднепалеозойские гранитоиды широкое развитие получили в Хэгано-Буреинском массиве, в Забайкалье, Монголии и Китае. В восточной части Хэгано-Буреинского массива ими сложены крупные (несколько тысяч квадратных километров) батолитоподобные тела, размещенные либо в толщах дислоцированных верхнепротерозойских — кембрийских отложений, либо в более древних кристаллических образованиях [17]. В составе ранних фаз установлены

габбро-диориты, диориты и гранодиориты, значительно шире распространены более поздние биотитовые, амфибол-биотитовые и двуслюдяные граниты с абсолютным возрастом 360—380 млн. лет. В ряде районов с гранитоидами этого возраста пространственно сопряжены прорывающие их лейкократовые сиениты, граносиениты и щелочные граниты, слагающие штоки либо крутонаклоненные, вытянутые в плане трещинные тела небольших размеров.

В Северо-Восточном Китае гранитоидные комплексы среднепалеозойского возраста описаны в районе Большого Хингана, в зоне Хейтайского прогиба и в других районах. В хр. Большой Хинган гранитоидные тела (300 млн. лет) интродуцируют породы палеозоя, а галька гранитов появляется в базальных слоях верхнеюрско-нижнемеловой толщи. К этому же периоду приурочена интенсивная вулканическая деятельность кислого состава. В комплексы входят породы от диоритов до гранитов, но преобладают среди них гранодиориты, биотитовые и лейкократовые граниты. В эндоконтактах массивов обычны фации граносиенитов, мангеритов и других пород повышенной основности.

В Индокитае среднепалеозойские гранитоиды образуют протяженный (до 1500 км) пояс, обрамляющий с востока и юго-востока Индосинийский массив. Отдельные тела гранитоидов имеются в северо-западном обрамлении этого массива. Гранитоидам предшествуют небольшие тела габброидов (пироксеновое и роговообманковое габбро, габбро-диориты), включающих иногда линзы и шпиры дунитов и пироксенитов. Состав крупных plutонов собственно гранитоидов варьирует от кварцевых диоритов (фация эндоконтакта) до лейкократовых гранитов, но в целом преобладают граниты и гранодиориты щелочноземельного типа. Возраст plutонов надежно обоснован геологическими данными: габброиды прорывают геосинклинальные отложения девона—раннего карбона и трансгрессивно перекрыты отложениями среднего карбона с фауной московского яруса, гранитоиды прорывают породы среднего карбона с фауной нижнемосковского подъяруса и перекрыты породами перми и карбона.

В Австралии среднепалеозойский гранитоидный магматизм широко проявлен в Тасманской геосинклинали [109], закончившей свое развитие в среднем палеозое. Здесь принято выделять интрузии нескольких возрастных групп. В восточной части штата Виктория и в центральных районах Нового Южного Уэльса выделяются силурийские гранитоиды (385—400 млн. лет), прорывающие отложения силура и ордовика и перекрытые в некоторых местах девонскими толщами. Они слагают крупные (до нескольких сотен квадратных километров) батолиты. Следующая возрастная группа гранитоидов связывается с орогеническими движениями на границе среднего и позднего девона (Мельбурнская зона, Тасмания, Новый Южный Уэльс). Плутонические тела, неправильные или округлые в плане, достигают иногда гигантских размеров (массивы Хартли, Моруа и др.), располагаясь обычно дискордантно к складчатым структурам силура, раннего и среднего девона; другие тела — отчетливо удлиненной формы, ориентированы согласно с общим простиранием палеозойских отложений. В составе их преобладают диориты, гранодиориты, адамеллиты, реже встречаются микроклиновые граниты. В краевых частях массивов иногда возникают породы типа габбро и горнблендитов, обязанные своим происхождением (300—350 млн. лет) процессам ассимиляции. Граниты раннекаменноугольного возраста слагают тела дискордантного типа (Новый Южный Уэльс),

прорывающие красноцветные отложения верхнего девона и перекрытые нижнепермскими толщами.

На Аляске амфиболовые и биотитовые сиениты с возрастом до 406 млн. лет образуют пояс небольших plutонов от м. Хейес на юге до г. Теники на севере. Гальки этих пород установлены в девонских конгломератах, вследствие чего для гранитоидов принят силурийский возраст. Сходные гранитоиды с возрастом 372—446 млн. лет имеются на о. Принца Уэльского и в хр. Бокан-Маунтин.

В пределах мексиканского сегмента Кордильер среднепалеозойские гранитоиды прорывают породы метаморфического комплекса, возраст которого вблизи Оахака (Мексика) был определен в 1 млрд. лет. Максимальный возраст гранитоидов этого района — 300 млн. лет. В Британской Колумбии выявлены среднедевонские гранитоиды с возрастом 331—376 млн. лет, развитые достаточно широко. Интрузии предположительно девонского — каменноугольного возраста установлены также в Колумбии.

Гранитоиды позднего палеозоя — раннего мезозоя. Гранитоидный магматизм позднепалеозойского возраста интенсивно проявлен в пределах всего Тихоокеанского пояса. Формирование интрузий этого времени сопряжено как с замыканием позднегерцинских геосинклинальных прогибов, так и процессами внегеосинклинального сводообразования.

В Северо-Восточной Азии позднепалеозойский магматизм имел преимущественно основной характер. В Олойском прогибе на Алучинском поднятии с гипербазитами и габброидами ассоциируют уступающие им по объему небольшие (10—12 км<sup>2</sup>) тела плагиогранитов, которые прорывают нижнепермские отложения и перекрываются верхнетриасовыми конгломератами, содержащими гальку плагиогранитов. Аналогичные плагиограниты (255—228 млн. лет) описаны в составе Вургувеинского габбро-плагиогранитного массива в восточной части Аняйско-Олойского блока.

На территории Восточной Азии позднепалеозойский гранитоидный магматизм получил более широкое развитие. В восточной части Монголо-Охотской области позднепалеозойские гранитоиды (220—235 млн. лет) слагают довольно крупные тела (до сотен квадратных километров) изометричной формы или вытянутые в субширотном направлении; в их строении преобладают гранодиориты и плагиограниты, которым предшествуют менее распространенные небольшие интрузии габбро-диоритов, диоритов и кварцевых диоритов.

На северо-востоке Хэган-Буреинского массива известны интрузивные тела (240—230 млн. лет) крупных размеров (до 2000—3000 км<sup>2</sup>). В составе комплекса выделяются породы трех фаз: 1) кварцевые диориты и гранодиориты; 2) порфириовидные биотитовые и амфибол-биотитовые граниты; 3) лейкократовые граниты [67].

В пределах Сихотэ-Алинской геосинклинальной системы гранитоиды с абсолютным возрастом 220—280 млн. лет, связанные с позднепалеозойскими складчатыми движениями, установлены в северо-западных районах системы и в Южном Приморье. На северо-западе они слагают небольшие (до 40 км<sup>2</sup>) штокообразные тела в зонах предраннетриасовой стабилизации; в их составе преобладают граниты и плагиограниты, подчиненную роль играют гранодиориты и кварцевые диориты. В Южном Приморье небольшие плутонические тела тесно сопряжены с нижнепермскими кислыми и средними эффузивами и характеризуются от-

четливыми гипабиссальными чертами. В строении плутонических тел преобладают граниты, адамеллиты, плагиограниты, гранодиориты и граносениты; им подчинены пироксен-амфиболовые диориты, кварцевые габбро-диориты, габбро, представляющие собой проявления более ранних фаз.

В Северо-Восточном Китае для конца палеозоя — начала мезозоя характерны многочисленные гранитоидные интрузии, составляющие позднеорогенный тайпинлинский (230—266 млн. лет) и послеорогенный лаохэйшаньский (200—216 млн. лет) интрузивные комплексы. Гранитоиды тайпинлинского комплекса (площадью до 1,5 и 3 тыс. км<sup>2</sup>) метаморфизуют осадочные отложения нижней перми, а галька гранитов содержится в межформационных конгломератах верхней перми. В составе интрузий принимают участие габбро и габбро-диориты ранней фазы (штоки, дайки); гранодиориты и адамеллиты главной фазы (крупные плутоны с фациями гибридных пород повышенной основности); биотитовые, лейкократовые и пегматоидные граниты третьей фазы (штоки и жилообразные тела); жильные породы — аплитовидные граниты, пегматиты, лампрофиры. Посторогенный лаохэйшаньский комплекс образован лейкократовыми гранитами с повышенным содержанием натрия.

На п-ове Корея позднепалеозойские — раннетриасовые гранитоиды (181—225 млн. лет) образуют массивы площадью до 600 км<sup>2</sup>, которые ориентированы в направлении простираения складчатых структур либо слагают изометричные дискордантные плутоны. В строении массивов принимают участие роговообманковые габбро-диориты и диориты (первая фаза), кварцевые диориты, гранодиориты, плагиограниты и граниты (главная фаза), мелкозернистые биотитовые граниты (третья фаза). В эндоконтактах обычны закаленные разности, вмещающие породы ороговикованы. Жильные породы представлены диорит-порфиритами, лампрофирами, пегматитами и аплитами [21].

В Юго-Восточной Азии гранитоиды позднепалеозойского возраста известны в Юго-Восточном Китае и в Индокитае. В Юго-Восточном Китае это небольшие тела гранитов (184—225 млн. лет), локализованные в области каледонской складчатости. В Индокитае к позднегерцинскому циклу принадлежит интрузивная серия Дьенбьенфу (233—206 млн. лет), включающая породы от габбро-диоритов до адамеллитов и лейкократовых гранитов. Преобладающие в составе этой серии гранодиориты и адамеллиты слагают крупные массивы, размещающиеся в пределах Северо-Вьетнамской зоны складчатости и в хр. Пнабнок.

В последние годы работами советских и вьетнамских геологов установлено, что в северной части Вьетнама многие гранитоидные интрузивы, которым ранее приписывался триасовый возраст, на самом деле являются пермскими, как это и предполагал в свое время Ж. Фромаже. Это массивы Нган-Сон (226—263 млн. лет), Нам-Рон (252—266 млн. лет), Нам-Менг (235—255 млн. лет), Мыонг-Лат (268 млн. лет), Ланг-Бонг (249 млн. лет) и ряд других. По петрографическим и петрохимическим особенностям триасовые и пермские гранитоиды практически идентичны — это преимущественно калиевые биотитовые и двуслюдяные граниты и адамеллиты. Они тесно ассоциируют в пространстве, часто наблюдаются в пределах единых крупных батолитов. Некоторые исследователи считают целесообразным выделить в Индонезии и на Индокитайском полуострове единый пермо-триасовый комплекс гранитоидов.

В Австралии гранитоиды пермского возраста широко распространены в позднепалеозойских складчатых зонах Новой Англии, где они слагают крупные тела обычно изометричной, округлой формы. В строении участвуют гранодиориты, адамеллиты, различные граниты, тоналиты, монзониты и ортоклазовые диориты. На юге Квинсленда для некоторых массивов устанавливается зональное строение: центральные части их сложены основными габброидными породами, сменяющимися к периферии гранодиоритами и щелочными гранитами. Радиогенный возраст пород 240—270 млн. лет. В пределах блока Джорджтаун известны наложенные пермо-триасовые вулканотектонические структуры, образованные лавами риолитов, риодацитов, дацитов и их туфов; эффузивные породы прорваны комагматичными им кольцевыми интрузиями гранитов, гранодиоритов, адамеллитов, гранит-порфириров и дайками порфириров.

В Северной Америке, в горах Кламат (в Калифорнии), верхнепалеозойские биотит-роговообманковые гранодиориты плутона Касл-Крегз и роговообманковые диориты штока Пит-Ривер прорывают нижнепермские известняки. Их возраст 224—246 млн. лет. В Калифорнии в блоке Салайн имеются гранитоиды с возрастом около 250 млн. лет.

В Южной Америке позднегерцинские гранитоиды с возрастом до 240—265 млн. лет установлены в Чили и в Восточных Кордильерах Колумбии. Это преимущественно гранодиориты, кварцевые диориты и диориты. Внедрение их сопряжено с позднегерцинскими движениями, имевшими место в поздней перми и на границе перми и триаса. В целом палеозойский магматизм на Тихоокеанском побережье Америки проявлен довольно слабо.

## МЕЗОЗОЙСКИЕ ГРАНИТОИДЫ

Мезозой — эпоха наиболее интенсивного проявления кислого магматизма в пределах Тихоокеанского пояса. Для магматизма этого периода, связанного с развитием мезозойских геосинклиналей и активизацией более древних структур, характерны тесная связь во времени и в пространстве интрузивной и вулканической деятельности [61] и образование родственных эффузивно-интрузивных и вулканоплутонических ассоциаций комагматичных пород мезо- и эпизонального типов. Проявление мезозойского гранитоидного магматизма имело место в триасе, юре и меловом периоде; максимум его приходится на конец юры — начало раннего мела. Выделяются позднетриасово-юрская (раннемезозойская) и меловая (позднемезозойская) эпохи интрузивной деятельности.

Гранитоиды раннего мезозоя. На территории Северо-Восточной Азии [34] из юрских магматических образований наиболее интересны позднеюрские (138—166 млн. лет) добатолитовые малые интрузии, впервые выделенные в самостоятельный комплекс еще Ю. А. Билибиным. Эти дайки и другие связанные с ними мелкие интрузивы, образующие протяженные пояса, приуроченные к крупным глубинным разломам, выдержанным по простиранию на значительное (более 1 тыс. км) расстояние. Состав их разнообразен (от габбро до гранитов) при общем преобладании диоритовых порфириров и гранодиорит-порфириров. Характерны разнообразие структур и текстур дайковых пород, частая их рассланцованность, интенсивное проявление низкотемпературных постмагматических изменений, особенно альбитизации.

Средний химический состав близок к кварцевому диориту Р. Дэли. Это типичная натриевая формация: натрий преобладает над калием практически во всех типах пород.

Несколько позднее в Яно-Колымской зоне формировались небольшие (обычно до 100 км<sup>2</sup>) гранитоидные интрузивы басугуньинского комплекса с возрастом 134—144 млн. лет, сложенные преимущественно гранодиоритами и адамеллитами. Подчиненное значение имеют габбро-диориты, диориты и кварцевые диориты ранних фаз и лейкократовые граниты поздней фазы. Для всех пород характерна интенсивная альбитизация. Почти повсеместное преобладание натрия над калием свидетельствует о натриевом характере рассматриваемых гранитоидов.

В Анойской зоне Чукотки и в Олойском прогибе небольшие интрузивы позднеюрских (136—162 млн. лет) гранодиоритов, плагиогранитов, биотит-амфиболовых гранитов и гранит-порфиров натриевого и калиево-натриевого типов наблюдаются в тесной ассоциации с предшествующими им габбро, диабазами, конга-диабазами и гипербазитами.

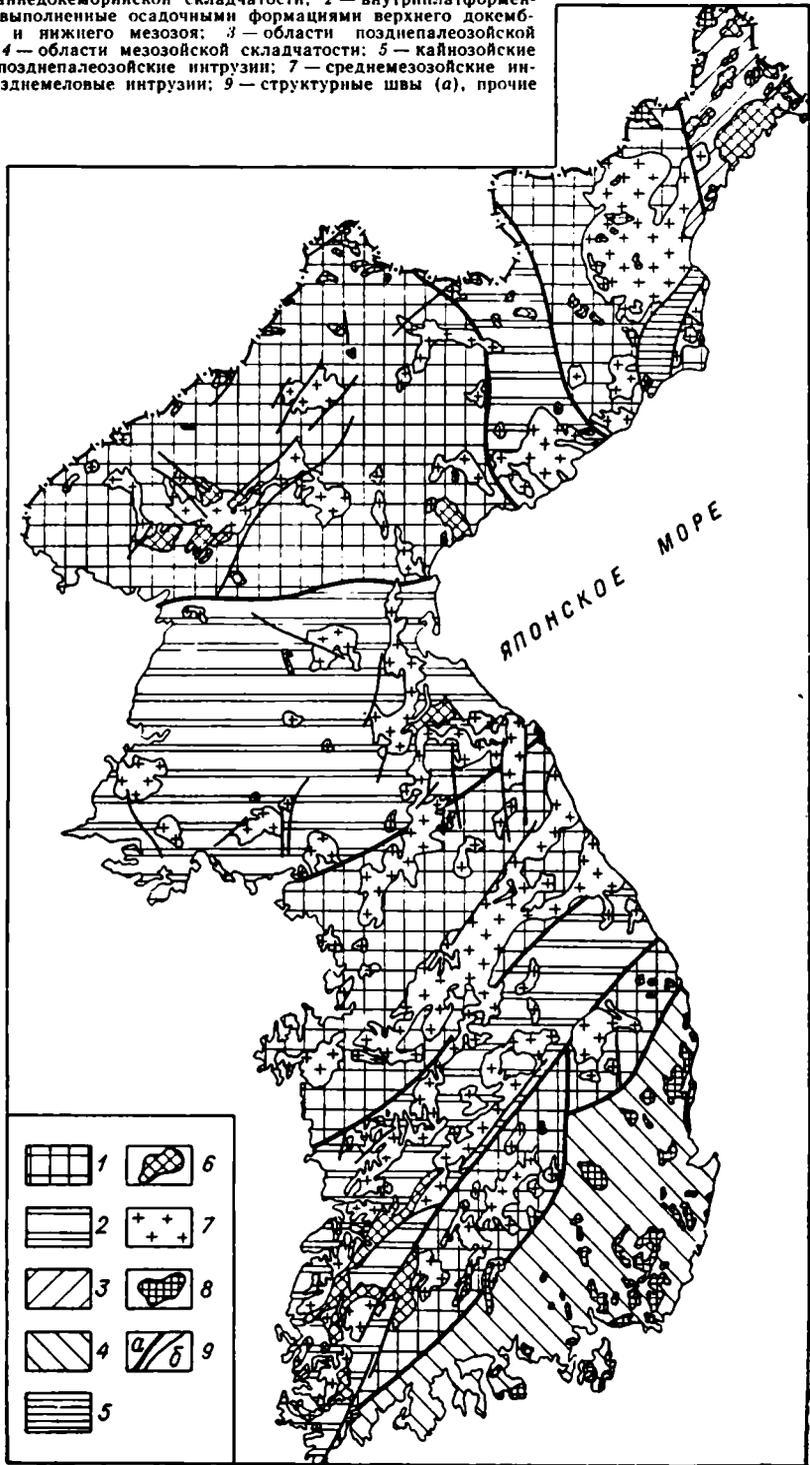
Небольшие позднеюрские субвулканические тела липаритов, кварцевых порфиров, гранит-порфиров, дацитов и андезито-дацитов, тесно связанные с комагматичными им эффузивами, известны в Иньяли-Дебинской, Южно-Верхоянской и Яно-Сугойской зонах Верхояно-Чукотской складчатой области, а также в Приколымском, Тас-Хаяхтахском и Полоусненском поднятиях (тарынский, сумунский, илиньтасский комплексы). Наиболее крупным среди них является Тарынский субвулкан.

На территории Восточной Азии проявления раннемезозойского гранитоидного магматизма известны в Забайкалье, в северо-восточной части Хэган-Бурейнского массива, в Китае и на Корейском полуострове. В Монголо-Охотской области такие образования триасовых гранитоидов (200—220 млн. лет) связаны с замыканием раннемезозойских геосинклинальных прогибов. Интрузивные тела — штокообразные, куполовидные или плитообразные, размером до сотен квадратных километров. Они расположены как в пределах прогибов, так и на территории внутренних поднятий. Общим для плутонических тел является многофазность строения, малые или реже средние глубины формирования; в составе их широко развиты гранодиориты и граниты. В северо-восточной части Хэган-Бурейнского массива гранодиориты и амфибол-биотитовые граниты с возрастом 190—206 млн. лет образуют небольшие штоки или приразломные вытянутые плутоны.

В Северо-Восточном Китае внедрение средне-позднеюрских (яншаньских) гранитоидов связано с периодом замыкания наложенных мезозойских прогибов; плутонические тела различных размеров (до 2000 км<sup>2</sup>) обычно размещены в древних поднятиях. В составе массивов различаются породы нескольких интрузивных фаз: 1) гранодиориты, кварцевые диориты, монцониты; 2) роговообманковые, биотитовые и двуслюдяные граниты (преобладающие в составе интрузий); 3) аплитовидные граниты и сопряженные с ними жилы аплитов и пегматитов. Интрузивы прорывают осадочно-вулканогенные толщи триаса и нижней юры, но не затрагивают более молодых осадков. На п-ове Корея [56] (рис. 12) в течение триаса и юры проявились две фазы тектонических движений, вызвавших деформации осадочного чехла Китайской платформы и сопровождавшихся интрузивной деятельностью. В фазу Сонним (средний триас) внедрились интрузии хесанского (диорит-гранодиоритового) и пхёнганского (нефелин-сиенитового) комплексов, локализовавшихся в пределах платформенных Хесан-Ивонского, Пхёнган-

Рис. 12. Схема размещения интрузивных магматических образований на территории п-ова Корея, тектоническое районирование, по В. Л. Масайтису, с изменениями (2—6).

1 — области раннедокембрийской складчатости; 2 — внутриплатформенные прогибы, выполненные осадочными формациями верхнего докембрия, палеозоя и нижнего мезозоя; 3 — области позднепалеозойской складчатости; 4 — области мезозойской складчатости; 5 — кайнозойские впадины; 6 — позднепалеозойские интрузии; 7 — среднемезозойские интрузии; 8 — позднемеловые интрузии; 9 — структурные швы (а), прочие разломы (б).



ского и Очхонского домезозойских прогибов. В следующую фазу (Тэбо), проявившуюся в поздней юре, внедрились интрузии танчхонского комплекса, контролируемые зонами разломов северо-восточного и субширотного направлений, размещенные как в названных прогибах, так и за их пределами среди пород кристаллического основания платформы.

Хесанский комплекс, включающий более двух десятков массивов (изометричной или удлиненной формы, площадью до 130 км<sup>2</sup>), сложен в основном диоритами и гранодиоритами; менее распространены лейкократовые граниты и сиениты (180—210 млн. лет).

Танчхонский комплекс образован крупными массивами, площадью от сотен до тысяч квадратных километров, сложной в плане формы. Формирование их происходило в несколько фаз. К первой фазе принадлежат габбро-диориты и диориты с жильной фацией диоритовых порфиритов и габбро-пегматитов; во вторую фазу возникли гранодиориты, адамеллиты, амфибол-биотитовые, биотитовые и биотит-мусковитовые граниты; к заключительной фазе относятся небольшие тела мелкозернистых биотитовых гранитов. Абсолютный возраст пород 180—220 млн. лет.

Областью исключительно широкого проявления раннемезозойского магматизма является Индокитайский полуостров. Здесь устанавливаются средне-позднетриасовые (раннеорогенные) и юрские (позднеорогенные) интрузии. Средне-позднетриасовые гранитоиды (рис. 13) преобладают в восточной части Бирмано-Малайской складчатой области. Они слагают два крупных батолита — Кунтан и Танентаунджи. Батолит Кунтан прослеживается в меридиональном направлении от Таиланда до границы Бирмы на протяжении 700 км. Батолит Танентаунджи протягивается к западу от него на расстояние 250 км. Еще около двух десятков более мелких гранитоидных интрузивов обнаружены на территории Бирмы, Лаоса, в горах Сонкампенга, на восточном побережье Сиамского залива, в Индонезии.

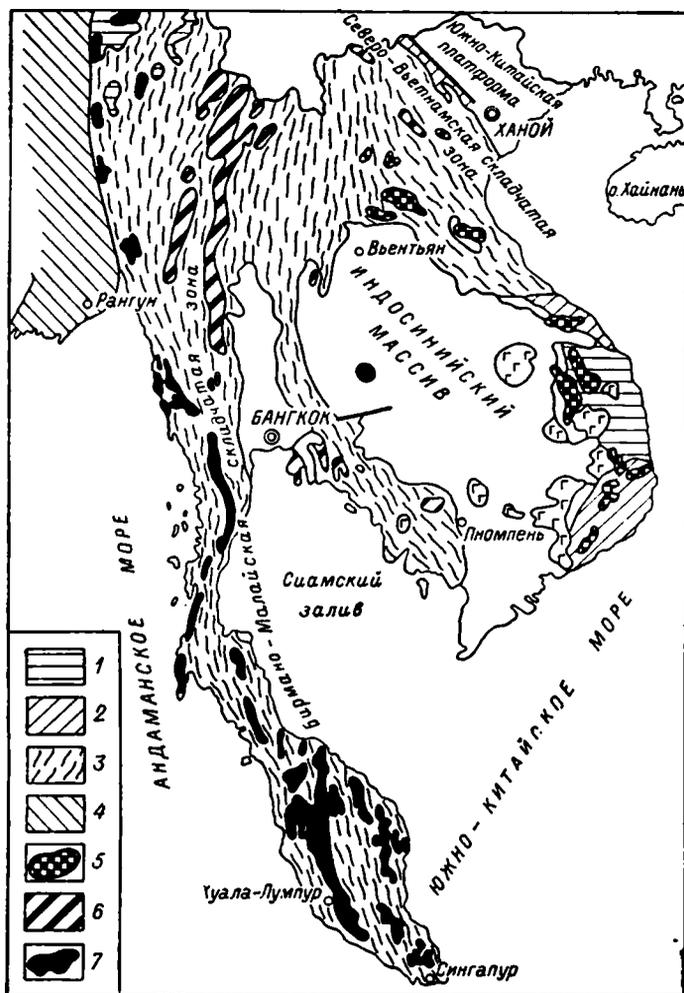
Нижняя возрастная граница рассматриваемых гранитоидов определяется прорыванием ими нижнетриасовых «известняков Плато». В Таиланде предполагается несогласное перекрытие их юрскими осадочными породами. Радиологическими исследованиями выявлено, что большая часть гранитоидных плутонов, в том числе и оловоносных, сформировалась около 200 млн. лет назад, т. е. в самом конце триаса. В отдельных случаях для них устанавливается возраст до 230 млн. лет. Многие гранитоидные плутоны Индокитая имеют сложное строение и состоят из нескольких интрузивных фаз с возрастом от перми до палеогена, при этом триасовые фазы, видимо, имеют главное значение. Гранитоидные плутоны иногда рассматриваются как синорогенные, а предшествующие им редкие небольшие тела габбро и гипербазитов — как доорогенные образования.

Средне-позднетриасовые интрузивы сложены преимущественно биотитовыми, биотит-роговообманковыми гранитами, адамеллитами и гранодиоритами. Менее распространены кварцевые диориты, диориты, габбро-диориты, монзониты. Жильная серия представлена микрогранитами, аплитами, пегматитами, липаритовыми и кварцевыми порфирами, диоритовыми порфиритами, диабазами.

Средне-позднетриасовые гранитоиды Индокитая контролируют крупные месторождения олова, вольфрама, молибдена, свинца и цинка.

В Индокитае юрские гранитоиды отмечаются в составе крупных многофазных батолитов, которые слагают огромной протяженности

Рис. 13. Схема размещения гранитоидных комплексов пород Индо-Синийского массива и Бирмано-Малайской складчатой зоны (по Г. А. Кудряцеву, В. Б. Агентову и др. [23]).



1 — выступы докембрийского фундамента; 2 — выступы ранне- и среднепалеозойского складчатого основания; 3 — складчатые области с проявлением раннепалеозойского и герцинского тектоно-магматических этапов; 4 — области проявления кайнозойского тектогенеза; 5 — интрузии среднепалеозойских гранитоидов; 6 — триасовые гранитоиды; 7 — интрузии юрских оловоносных лейкократовых гранитов.

(свыше 3000 км) Бирмано-Малайский гранитный пояс, контролирующей крупнейшую олово-вольфрамовую провинцию мира. На юге этот пояс продолжается на островах Бинтан, Банка, Синкеп, Биллитон. Юрские гранитоиды известны также в горах Схванер Западного Калимантана и на островах Натуна. В северном направлении юрские гранитоиды продолжают на территорию Юго-Западного Китая. Юрский возраст гранитоидов устанавливается на основании прорывания ими осадочных и вулканогенных пород верхнего триаса на п-ове Малакка, а также по радиологическим данным: 135—190 млн. лет. Во многих

случаях юрские гранитоиды отмечаются в тесной связи с триасовыми гранитоидами в составе одних и тех же крупных батолитов.

В составе юрских плутонов преобладают довольно однообразные равномернозернистые, реже порфировидные, биотитовые, двуслюдяные и лейкократовые граниты, иногда приближающиеся к адамеллитам. В подчиненном количестве отмечаются роговообманковые граниты, гранодиориты, диориты и сиениты. Характерно обилие жильных аплитов, гранит-аплитов и пегматитов. Часто в гранитах проявлены интенсивная мусковитизация, грейзенизация, турмалинизация. По петрохимическим особенностям рассматриваемые гранитоиды принадлежат к гранитам калиевого типа: калий постоянно преобладает над натрием.

В Северной Америке триасовые гранитоиды редки. Отдельные небольшие плутоны гранодиоритов, кварцевых диоритов и диоритов с возрастом 195—225 млн. лет отмечаются в Калифорнии, Неваде, Айдахо, Британской Колумбии. Иногда триасовые гранитоиды наблюдаются в виде блоков (ксенолитов) в теле крупных батолитов, сложенных главным образом позднемезозойскими гранитоидами: например, в некоторых батолитах в Калифорнии установлены ксенолиты рассланцованных гранодиоритов с возрастом 213 млн. лет. Юрские плутоны преимущественно гранодиоритового и монзонитового состава широко распространены, особенно на Аляске и в Алеутском хребте. Они неразрывно связаны с позднемезозойскими гранитоидами в составе единого невадийского цикла и рассматриваются совместно с ними. В Британской Колумбии выделен самостоятельный юрский (габбро-диоритовый) комплекс Хедли с возрастом 170—190 млн. лет.

Триасовые гранитоиды (граниты, гранодиориты, гранит-порфиры) установлены в южных районах Мексики, Гватемале, Сан-Сальвадоре, Белизе и на севере Венесуэлы. Возраст их равен 200—220 млн. лет.

Среди юрских интрузий, видимо, имеются две возрастные группы: раннеюрская (150—180 млн. лет), представленная сравнительно небольшими телами на юге Мексики, в Гондурасе, на севере Венесуэлы и, возможно, на юге о. Куба, и позднеюрская (139—143 млн. лет), известная на северо-западе Никарагуа, севере Центральной Кубы, о. Дезирад (Малые Антильские острова), севере Колумбии.

Раннемезозойский магматизм проявился и в Южной Америке. В северной части «плутонической» субпровинции Боливии [99] развиты биотитовые граниты, адамеллиты, двуслюдяные и лейкократовые калиевые граниты, во многом подобные вышеохарактеризованным гранитам Индокитая. Их возраст поздне триасовый — 180—211 млн. лет, максимум формирования приходится на 200 млн. лет. С рассматриваемыми гранитами связаны месторождения олова и вольфрама. В Колумбии большая часть гранитоидных плутонов сформировалась на границе триаса и юры, максимум их формирования приходится на 198 млн. лет. В составе плутонов преобладают гранодиориты и тоналиты. В северной части Чили установлены гранодиориты и тоналиты с возрастом 181—190 млн. лет. В южной части Чили, в районе Магелланова пролива, отмечаются гранодиориты и кварцевые диориты с возрастом 120—155 млн. лет, которые обычно рассматриваются в составе позднемезозойского магматического цикла.

Гранитоиды позднего мезозоя. В позднем мезозое ( $J_3$ —К) гранитоидный магматизм достиг грандиозных масштабов в пределах всего Тихоокеанского кольца. В этот период извергались огромные массы вулканических лав преимущественно кислого и среднего состава,

образовавших крупнейшие вулканогенные пояса (Восточно-Азиатский, Западно-Американский и др.). Цепи гранитоидных интрузий почти сплошным кольцом опоясывают Тихий океан. На Азиатском континенте они прослеживаются вдоль восточного побережья от Чукотского полуострова до Катазии. На Американском континенте пояс позднемезозойских интрузий протягивается от Аляски до Огненной Земли. На территории Северо-Восточной Азии позднемезозойские гранитоиды представлены тремя возрастными группами: позднеюрско-раннемеловой, постраниемеловой (доапт-альбской) и позднемеловой.

Позднеюрские и раннемеловые гранитоиды широко распространены в Яно-Колымской зоне. Они образуют крупные (до 7000 км<sup>2</sup>) плутоны, располагающиеся в виде протяженных поясов вдоль зон глубинных разломов: длина Главного пояса более 1100 км, Северного пояса около 600 км. Большая часть наиболее крупных плутонов вытянута в соответствии с простиранием главнейших складчатых структур первого порядка, по отношению к складкам второго порядка многие массивы дискордантны. Форма их преимущественно пластообразная или линзовидная.

Возраст рассматриваемых массивов определяется по прорыванию ими пород верхоянского комплекса (вплоть до средней юры) и радиологическим данным (120—143 млн. лет) как позднеюрский — раннемеловой. В составе их преобладают биотитовые и двуслюдяные граниты, в которых часто присутствуют высокоглиноземистые минералы. В гранитах интенсивно проявлены грейзенизация и микроклинизация, приуроченные обычно к апикальным выступам, контактам и зонам повышенной трещиноватости. Сравнительно выдержанный петрографический состав рассматриваемых массивов, характер парагенетических ассоциаций, небольшое количество даек и гидротермальных жил, отсутствие краевых зон закалки и связи с эффузивами, гранитизация вмещающих пород — все это свидетельствует о среднеглубинных (3—6 км) условиях их формирования. Рассматриваемые гранитоиды характеризуются постоянным преобладанием калия над натрием. Гранитоиды конца раннего мела (доапт-альбские) широко распространены как в Яно-Колымской, так и в Чукотской зонах Верхояно-Чукотской складчатой области.

В Яно-Колымской зоне, главным образом в южной ее части, развиты небольшие (до 300 км<sup>2</sup>) дискордантные куполообразные и трещинные интрузивы, приуроченные к продольным и поперечным разломам. По геологическим и радиологическим данным (большинство датировок приходится на интервал 90—120 млн. лет) для них принимается возраст конца раннего мела. Рассматриваемые интрузивы сложены преимущественно гранодиоритами, адамеллитами и роговообманково-биотитовыми гранитами. Подчиненное значение имеют габбро-диориты и кварцевые диориты ранних фаз. Для гранитоидов характерны близкие содержания калия и натрия (калиево-натриевая формация).

На Чукотке гранитоидные плутоны конца раннего мела более широко распространены, чем в Яно-Колымской зоне, и достигают более крупных размеров (до 2000 км<sup>2</sup>). Это пластовые тела, купола и штоки, приуроченные к складчатым или секущим складчатым структурам геосинклинального комплекса разломам. Максимум формирования их приходится на 100—110 млн. лет. Помимо преобладающих гранодиоритов и роговообманково-биотитовых гранитов в составе рассматриваемых интрузивов отмечаются диориты, кварцевые диориты, монцититы,

кварцевые монцитоны. Массивы сопровождаются большим количеством различных даек и гидротермальных жил.

Позднемеловые гранитоиды исключительно широко проявлены как в Яно-Колымской и Чукотской зонах, так и почти во всех более древних палеозойских и дорифейских массивах и поднятиях, подвергшихся активизации в позднем мелу. Это гипабиссальные и субвулканические дискордантные интрузивы, контролируемые разломами. В составе рассматриваемых интрузивов главная роль принадлежит субщелочным биотитовым и двуслюдяным гранитам. Подчиненное значение имеют щелочные граниты, иногда отмечаются гранодиориты и монцитоны более ранних фаз.

Рассматриваемые гранитоиды пересыщены кремнекислотой и глиноземом, бедны кальцием и богаты щелочами. Характерно постоянное преобладание калия над натрием, повышенное содержание рубидия, высокое содержание летучих компонентов (бора, фтора, хлора). В подавляющем большинстве гранитов установлено олово в количествах, превышающих кларки. Повсеместно олово фиксируется в виде аксессуарного касситерита. Возраст гранитоидов устанавливается по геологическим данным как послеваланжинский; максимум их формирования приходится на 80—85 млн. лет — середину позднего мела.

На территории Восточной Азии позднемезозойские гранитоиды широко распространены и занимают различную структурную позицию: одни из них локализованы в пределах мезозойских геосинклинально-складчатых систем, другие удалены на различные расстояния от этих систем и располагаются в их раме. Мощные проявления позднемезозойского гранитоидного магматизма известны в пределах Становика — Джугджура (см. рис. 11), на Сихотэ-Алине и в других районах.

Позднеюрские и раннемеловые гранитоиды на территории Становой и Селенгино-Яблоновой областей были сформированы в связи с позднемезозойскими внегеосинклинальными сводово-глыбовыми движениями. Они слагают гигантский пояс батолитоподобных массивов, протягивающийся более чем на 1500 км в субширотном направлении. Размеры плутонических тел достигают тысяч квадратных километров; по форме это вытянутые крутонаклоненные либо плитообразные пологозалегающие массивы. Пояс имеет отчетливое зональное строение. Зональность проявляется в омоложении гранитоидного магматизма с запада на восток ( $J_2 \rightarrow J_3 - K_1$ ) и изменении состава плутонических тел. В западных районах в их составе ведущую роль играют лейкократовые и субщелочные граниты, в районах Центрального Становика в составе главной фазы преобладают гранодиориты и нормальные щелочноземельные граниты, а на восточном фланге пояса — кварцевые диориты и гранодиориты. В направлении с запада на восток отмечаются также уменьшение общей щелочности пород и содержания калия, напротив, увеличение магнезиальности и известковистости. Радиогенный возраст гранитоидов 160—170 млн. лет.

В меловой период — период разрушения мезозойского свода на территории Становой и Селенгино-Яблоновой областей — преобладали дифференцированные глыбовые движения. Вдоль возникших разломов преимущественно северо-восточного и субширотного направлений были сформированы наложенные вулканогенные зоны. Эффузивам андезит-дацит-липаритового состава комагматичны небольшие трещинные массивы габбро-диоритов, диоритов, сениито-диоритов, гранодиоритов и гранитов.

В прихотской части Монголо-Охотской области позднемеловые гранитоиды представлены двумя близкими по возрасту интрузивными сериями: габбро-гранодиорит-гранитной (дуганджинский комплекс) и монцонит-граносиенит-гранитной (тугурский комплекс). Дуганджинские гранитоиды, обнажающиеся на площадях от первых десятков до нескольких сотен квадратных километров, интродуцируют нижнюю толщу (андезитовую) вулканической серии позднего мела и прорываются более молодыми гранитоидами тугурского комплекса. Возраст их составляет 86—94 млн. лет.

В северо-восточной части Хэган-Буреинского массива и прилегающих районах Монголо-Охотской области позднемезозойские гранитоиды принято выделять в Верхнем Приамурье, верховьях Селемджи и на малом Хингане. Они слагают довольно крупные тела (до 600—2000 км<sup>2</sup>), в строении которых участвуют гранодиориты и граниты, менее диориты, диорито-монцониты и различные габброиды, слагающие ранние фазы. Гранитоиды (140—110 млн. лет) прорывают нижнеюрские отложения и перекрыты ранне-позднемеловыми эффузивами. На Малом Хингане более молодыми являются небольшие интрузии (100—90 млн. лет) гранит-порфиров и многочисленные дайковые тела плагиопорфиров, кварцевых порфиров, фельзит-порфиров и различных порфиритов, приуроченные к наложенным меловым вулканогенным прогибам.

На Сихотэ-Алине позднемезозойский гранитоидный магматизм проявлялся неоднократно: в раннемеловое время, в середине и в конце позднего мела [38]. Раннемеловые гранитоиды широко развиты в Северном Сихотэ-Алине, где они представлены хунгарийским комплексом (130—120 млн. лет) в виде многочисленных трещинных и батолитоподобных массивов, площадью до 300 км<sup>2</sup>. Размещение их контролируется разломами северо-восточного простирания, оперяющимися Центральносихотэ-алинский структурный шов. Массивы сложены средне- и крупнозернистыми, нередко порфиризовидными, биотитовыми и двуслюдяными гранитами, реже гранодиоритами, более поздними являются некрупные тела лейкократовых мелкозернистых гранитов. Широко распространены жилы аплитов и пегматитов. Для пород комплекса характерно избыточное содержание глинозема (по отношению к щелочам), что отражается в повышенном содержании слюд, присутствии в гранитах кордиерита, граната и других высокоглиноземистых минералов. Возраст хунгарийских гранитоидов определяется как готеривский: они прорывают отложения валанжина и содержатся в гальке баррем-альбских толщ.

Гранитоиды, сформированные в середине позднего мела, принадлежат к нижеамурскому комплексу или его аналогам. Они широко распространены в Нижнем Приамурье и на Северном Сихотэ-Алине. Плутонические тела формировались на умеренных или малых глубинах; размеры их достигают первых сотен квадратных километров, форма в плане — изометричная либо вытянутая неправильной конфигурации, контактовые поверхности обычно крутопадающие. В составе комплекса различаются габбро-диориты, тоналиты, гранодиориты, плагиограниты, биотитовые лейкократовые граниты. Жильные породы представлены гранит-порфирами, мелкозернистыми гранитами, диабазовыми и диоритовыми порфиридами и спессартитами. По химическому составу породы нижеамурского комплекса (100—90 млн. лет) относятся к известково-щелочному типу, характеризуются сравнительно невысокой щелочностью и преобладанием Na<sub>2</sub>O над K<sub>2</sub>O. Плутонические тела имеют эруп-

тивные контакты с отложениями сеноман-турона и перекрыты датскими эффузивами.

Формирование позднемеловых гранитоидов связано с эпохой общего воздымания Сихотэ-Алинской области, последовавшей за завершающей сенонской складчатостью. Они представлены бачелазским, мячанским и другими комплексами, принадлежащими к вулканоплутонической габбро-гранодиорит-гранитной серии пород. Плутонические тела расположены как в зонах сенонской складчатости, так и в структурах более ранней стабилизации и обычно тяготеют к разломам, оперяющим главные структурные швы (Централносихотэ-алинский и Хингано-Буреинский). Размеры плутонов варьируют в значительных пределах, достигая 1000 км<sup>2</sup> и более; по форме это большей частью вытянутые трещинные либо пологозалегающие массивы, занимающие полости отслоения между образованиями различных структурных ярусов. Состав комплексов сложный; кроме преобладающих умереннокислых калиевых гранитов и гранодиоритов в ранних фазах установлены диориты, монциты и различные габброиды. Интрузивные тела прорывают толщи сенон-датских эффузивов; радиогенный возраст пород ранних фаз составляет 80—100 млн. лет, гранитов — 75—85 млн. лет.

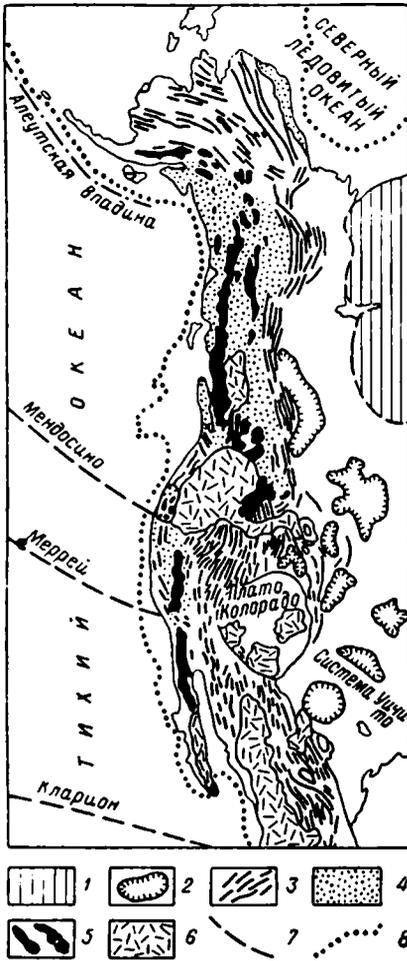
В Северо-Восточном Китае нерасчлененные позднемезозойские интрузии внегеосинклинальных гранитоидов распространены в различных структурно-фациальных зонах. Верхнеюрско-раннемеловые гранитоиды образуют небольшие тела, штоки и дайки малых глубин. Среди них по составу установлены биотитовые граниты, аплит-граниты, анортитовые и рибекитовые граниты, рибекит-эгириновые пегматиты. В ряде зон и вдоль Синкайского структурного шва развиты постаптические биотитовые граниты и диорит-порфириды, постсеноманские (ларамийские) миароловые биотитовые аляскиты и субвулканические тела кварцевых порфиров. С позднемеловыми наземными вулканическими комплексами связаны тела оливин-авгит-биотитовых и авгит-кварцевых сиенитов, биотитовых гранитов и плагиогранитов. В Лаоелли-Гродековской зоне, на северной окраине Сино-Корейского массива и в Ямбьянской зоне распространены массивы диоритов и биотит-роговообманковых гранодиоритов (ранняя фаза), биотитовых гранитов и аляскитов (вторая фаза), гранит-порфиров и лампрофиров (жильная фаза).

На п-ове Корея позднемеловые интрузии гранитоидов широко представлены в зоне сочленения Наннимского массива с Амноканским и Хесан-Ивонским прогибом, реже в Туманганском, Пхёнанском, Окчхонском прогибах.

Позднемеловые гранитоиды широко развиты в северной части Вьетнама в составе интрузивного комплекса Пиа-Оик. Это небольшие гипабиссальные интрузивы, группирующиеся в цепочки, протяженность которых достигает 80—100 км. Они прорывают нижнеюрскую угленосную толщу, диапазон радиологических датировок — 68—87 млн. лет, в среднем — около 75 млн. лет.

Интрузивы комплекса Пиа-Оик сложены преимущественно порфировидными и равнозернистыми лейкократовыми и двуслюдяными калиевыми гранитами, для которых характерны интенсивные постмагматические преобразования (грейзенизация, щелочной метасоматоз). Гранитоиды Пиа-Оик синхронны и во многом подобны калиевым субщелочным оловоносным гранитам Северо-Востока СССР. Исследованиями последних лет доказано, что позднемеловые субщелочные оловоносные калиевые граниты этого типа широко распространены на всей

Рис. 14. Схема геологического положения Невадского батолитового пояса запада США, по Ф. Б. Кингу [41].



1 — центральный стабильный регион; 2 — внутренние низменности; 3 — краевые части Невадского складчатого пояса; 4 — осадочные и вулканогенные породы преимущественно эвгеосинклинального типа; 5 — батолитовые тела и их сателлиты; 6 — площади, занятые вулканическими породами палеоген-неогенового и четвертичного возраста; 7 — системы разломов в области Тихого океана; 8 — границы океанической области, подстилающейся симпатической корой.

территории востока Азии и в Индонезии; они характеризуются выдержанными петрологическими особенностями и близким возрастом (70—88 млн. лет).

В Австралии небольшие тела гипабиссальных порфировидных гранитов (122—128 млн. лет) известны в Квинсленде и Новом Южном Уэльсе, в пределах грабенообразных впадин, выполненных пермскими и триасо-юрскими угленосными континентальными и вулканогенными отложениями.

В Северной Америке масштаб проявления позднемезозойского интрузивного магматизма грандиозный [118, 105]. Здесь установлены две главные возрастные группы гранитоидов: 1) юрские — раннемеловые и 2) позднемеловые — палеогеновые. Первая из них связывается с невадийским, а вторая — с ларамийским циклами орогенеза. Позднемезозойские гранитоиды образуют так называемый Невадский батолитовый пояс, протягивающийся вдоль побережья Тихого океана от

Алеутского полуострова до Мексики на расстояние свыше 6 тыс. км (рис. 14). Ширина пояса в штатах Орегон, Вашингтон и Айдахо достигает 650 км, в Калифорнии — 260 км. Пояс объединяет громадные гранитоидные батолиты Береговых хребтов Аляски и Британской Колумбии (площадь 143 тыс. км<sup>2</sup>), Сьерра-Невады (39 тыс. км<sup>2</sup>), Южно-Калифорнийский (около 80 тыс. км<sup>2</sup>), Баулдер (5 тыс. км<sup>2</sup>), а также многочисленных более мелких плутонов, дайки и субвулканические тела. В составе протяженного Невадского батолитового пояса выделяется несколько более мелких поясов гранитоидных плутонов, вытянутых в субмеридиональном направлении, в целом параллельно его простиранию, реже под углом к нему.

Позднемезозойские батолиты Северной Америки в общем тяготеют к относительно поднятым районам, где в палеозое были геосинклинали, главная масса их располагается в контурах палеозойских миогеосинклиналей и эвгеосинклиналей. Интрузивный магматизм тесно связан с вулканизмом геоантиклинальных районов, но масштабы проявления последнего меньше, чем на Азиатском континенте.

Большая часть батолитов Невадского пояса имеет сложное строение и объединяет породы различного возраста, состава и генезиса. В этом случае невадийские и ларамийские плутоны оказываются тесно пространственно сопряженными. По этой же причине для каждого из крупных батолитов устанавливаются большие диапазоны радиологических датировок. Так, породы батолита Сьерра-Невады имеют возраст от 210 до 100 млн. лет, Айдахо 156—43 млн. лет, Береговых хребтов Аляски и Британской Колумбии 140—45 млн. лет. Однако для отдельных магматических тел и групп разновозрастных образований близкого состава, наблюдающихся в батолитах Невадского пояса, диапазоны датировок не превышают 10—20 млн. лет, вследствие чего эти группы во всех случаях удается разграничивать.

Юрские и раннемеловые невадийские гранитоиды слагают большую часть площади огромных батолитов Невадского пояса. Гранитоиды батолита Талкитна на юге Аляски прорывают фаунистически охарактеризованные нижнеюрские осадочные породы и содержатся в гальках верхнеюрских конгломератов. Радиологические датировки (160—170 млн. лет) подтверждают, что формирование гранитоидов происходило в течение тоарско-оксфордского регионального перерыва в осадконакоплении. В Британской Колумбии батолит Гишон залегает между надежно датированными осадочными толщами верхнего триаса и средней юры. Возраст всех семи его гранитоидных фаз определяется диапазоном 190—212 млн. лет. Батолит Бетлегем в Британской Колумбии с возрастом  $200 \pm 5$  млн. лет прорывает карнийские осадочные породы и несогласно перекрывается средне- и верхнеюрскими отложениями.

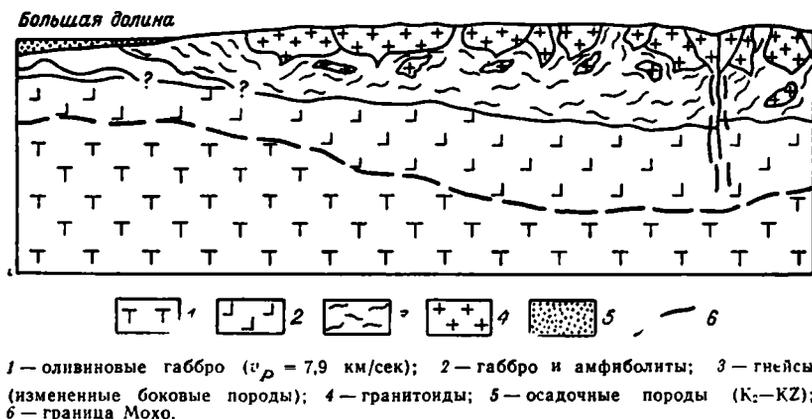
Проведенное в последние годы обобщение многочисленных радиологических данных показало, что сходные по составу невадийские гранитоиды не являются строго синхронными в разных частях Кордильер.

Так, в Аляскинско-Алеутском районе преобладают юрские гранитоиды с возрастом 154—179 млн. лет, в Сьерра-Неваде (рис. 15) и Южной Калифорнии главная роль принадлежит позднеюрским и раннемеловым интрузивам с возрастом 132—159 млн. лет. В горах Кламат в северной и центральной частях преобладают гранитоиды с возрастом 136—160 млн. лет, в юго-западной части — с возрастом 165—167 млн. лет, а в юго-восточной — 127—140 млн. лет. В Северо-Восточном Вашингтоне и Северном Айдахо максимум формирования гранитоидов приходится на 93—101 млн. лет. Все эти разновозрастные гранитоиды сходны по петрографическим и петрохимическим особенностям.

Обобщение радиологических данных позволило выявить в Северо-Американских Кордильерах пять главных максимумов гранитообразования: 200, 180, 148, 121 и 90 млн. лет. Начало формирования невадийских гранитоидов относится к концу триаса — началу юры, а окончание — к концу раннего мела. Главная масса гранитоидов сформировалась в поздней юре — раннем мелу, большинством исследователей они рассматриваются как синхронные невадской орогении. Магматизм носил отчетливо прерывистый характер, продолжительность каждого этапа гранитообразования составляла около 10—15 млн. лет. Эти этапы последовательно сменяли друг друга во времени.

В каждом из батолитов Невадского пояса, а также и в отдельных более или менее крупных обособленных плутонах разновозрастных интрузивных фаз, входящих в состав батолитов, устанавливается большое количество петрографических разновидностей пород — от габбро до аляскитов и аплитов. Так, в сложном зональном батолите Семил-

Рис. 15. Схематический геологический разрез батолита Сьерра-Невады (по У. Б. Гамльтону, П. Бейтману, с упрощением).



камин в Британской Колумбии описано семь разновидностей гранитоидов. Еще большее количество разновидностей пород установлено в батолитах Сьерра-Невады и Южно-Калифорнийском. Нередко в составе этих батолитов гранитоиды перемежаются с различными гнейсами и гибридными породами; часто наблюдаются включения более древних метаморфических и вулканических пород.

Главная роль в невадийских батолитах принадлежит гранодиоритам, тоналитам, кварцевым диоритам и кварцевым монцонитам (более 60% объема). Их характерными особенностями являются почти постоянное преобладание плагиоклаза над калиевым полевым шпатом, устойчивый парагенезис биотита и роговой обманки (биотит при этом всегда преобладает), частое присутствие моноклинного пироксена (до 8% в наиболее основных разновидностях гранитоидов). Для большей части гранитоидов характерно преобладание натрия над калием или приблизительно равные их количества (натриевый и калиево-натриевый типы).

Установлено, что в ряде районов по направлению с запада на восток, т. е. с удалением от Тихого океана, возраст гранитоидов уменьшается, т. е. они становятся моложе, и в их составе увеличивается содержание кремнезема и калия. В этом направлении с возрастом роли калия одновременно уменьшается отношение  $(Na_2O + K_2O)/CaO$ . Особенно отчетливо проявлено обеднение гранитоидов калием с приближением к акватории Тихого океана в юрских батолитах Аляскинско-Алеутского хребта. Во всех невадийских плутонах отчетливо проявлена и другая закономерность — обогащение щелочами гранитоидов последовательных этапов формирования. Установлено, что почти все батолиты Невадского пояса сформировались в условиях мезозоны или промежуточной (эпизоны и мезозоны). Они сопровождаются многочисленными жилами аплитов и пегматитов и дайками различного состава. Краевые зоны плутонов часто насыщены в различной степени метаморфизованными ксенолитами вмещающих пород.

С крупными батолитами пространственно ассоциирует региональный метаморфизм фации зеленых сланцев и эпидот-амфиболитовой фации, в непосредственной близости от контактов при этом образуются

различные более высокотемпературные кристаллические сланцы и роговики. В качестве примера можно привести батолит Береговых хребтов Аляски и Британской Колумбии, по мере приближения к юго-западной части которого интенсивность метаморфизма возрастает от фации зеленых сланцев через гранат-биотитовую и ставролит-кианитовую зоны к силлиманитовой фации с мигматитовой зоной, примыкающей непосредственно к батолиту.

Большая часть невадийских плутонов рассматривается в качестве типичных интрузивов. Судя по обычно низким отношениям  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0,703—0,709), предполагается подкоровой генезис магмы. Гранитоиды с такими отношениями  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  не могли образоваться за счет переплавления вещества субстрата. Реже устанавливаются гранитоиды внутрикорового происхождения с отношением  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  до 0,725, например в батолите Уайт-Крик в Британской Колумбии. К концу раннего мела относится своеобразный комплекс щелочных пород, тесно генетически связанных с гранитоидами того же возраста (см. ниже).

Позднемеловые и палеогеновые, ларамийские гранитоиды широко распространены по всему Тихоокеанскому побережью Северной Америки. Они образуют самостоятельные интрузивы, а также наблюдаются в качестве наиболее поздних фаз в крупных невадийских батолитах (Сьерра-Невады, Айдахо, Береговых хребтов Аляски, Британской Колумбии и др.). По размерам ларамийские плутоны, как правило, уступают невадийским, но иногда тоже достигают значительных размеров (площадь батолита Боулдер около 5 тыс. км<sup>2</sup>). Это типичные эпизональные интрузивы со всеми присущими им особенностями, тесно связанные с эффузивами и субвулканическими телами.

Позднемеловые ларамийские плутоны с возрастом преимущественно 70—90 млн. лет широко проявлены в батолите Сьерра-Невады. Типичными примерами являются кварцевые монцониты Тангстин-Хиллз и Уилер-Крест. Эти породы состоят из кварца (28—31%), калиевого полевого шпата (25—31%), зонального плагиоклаза № 44—8 (27—33%), биотита (3—8%), роговая обманка обычно отсутствует. В ассоциации с ними отмечаются альбитизированные граниты и аляскиты с высоким содержанием альбита.

В Британской Колумбии в позднем мелу (103—79 млн. лет) образовались кварцевые диориты, кварцевые монцониты и гранодиориты Спаззам. Аналогичные гранитоиды с возрастом 72—84 млн. лет широко распространены в северной части Аляскинско-Алеутского батолита и в виде изолированных тел к северо-востоку от него. Гранодиориты и кварцевые диориты батолита Пенинсьюлар-Рейнджс в Южной Калифорнии имеют возраст около 70 млн. лет.

Палеогеновые ларамийские плутоны характеризуются еще более резко выраженными чертами эпизональных интрузивов и еще более тесной связью с эффузивами. Типичным примером являются гипабиссальные миоценовые гранитоиды вулкана Маунт-Рейнир в Каскадных горах Британской Колумбии. Предполагается, что андезит-дацитовая магма поступила в вулканы северной части Каскадных гор вплоть до четвертичного периода из неогеновых эпизональных интрузивов, оставшихся в течение всего этого времени активными на глубине.

Магматическая деятельность в Каскадных горах продолжалась непрерывно в течение всего палеогена и неогена. Однако формирование отдельных интрузивов происходило в течение сравнительно небольшого промежутка времени: батолит Чиллиуок — 29—26 млн. лет, батолит

Маунт-Барр — 24—18 млн. лет. В составе всех этих плутонов преобладают тоналиты, гранодиориты и кварцевые монцониты.

С палеогеновыми ларамийскими многофазными интрузивами преимущественно кварц-диоритового, гранодиоритового и кварц-монцонитового состава связаны медно-молибденовые порфировые месторождения на Аляске, в Британской Колумбии, в Неваде.

В Аризоне, в горах Таксон, ларамийский возраст имеют небольшие тела гранитов, гранофигов и кварцевых монцонитов, тесно связанных с синхронными им вулканитами. Они подразделяются на две группы: 1) 75—57 млн. лет и 2) 20—30 млн. лет. Типичным примером плутонов первой группы является многофазный шток Корнелия с возрастом 58—65 млн. лет, сложенный породами от кварцевых диоритов и гранодиоритов до гранитов и гранит-порфигов. С ларамийскими гранитоидами Аризоны связано медное оруденение, например в районе Силвер-Белт. Южно-Аризонский пояс ларамийских плутонов соединяется с меридиональным поясом интрузивов Нью-Мексико и продолжается далее на юго-восток в Мексику.

В штате Колорадо небольшие штоки гранитоидов раннеэоценового возраста (53—59 млн. лет) образуют пояс, протягивающийся на расстояние около 300 км из района несколько северо-западнее батолита Боулдер до округа Сан-Хуан. Этот поперечный порфиновый пояс ларамийских интрузивов включает такие штоки, как Джемстаун, Монтезума, Силвертон Ла-Плата, батолит Маунт-Принстон. Некоторые из них, вероятно, занимают древние вулканические жерла, многие имеют кровлю из позднемеловых — палеоценовых вулканитов. В составе перечисленных плутонов преобладают монцониты, кварцевые монцониты, кварцевые диориты. В небольшом количестве присутствуют миаролитовые граниты и гранит-порфиры. Обычны аплитовые и пегматитовые жилы. Для ларамийских гранитоидов порфирового пояса доказано интрузивное происхождение из глубинных мантийных расплавов —  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,706 \div 0,708$ .

В штате Юта широко распространены небольшие ларамийские гранитоидные массивы с возрастом 10—64 млн. лет. Из них наиболее крупным (320 км<sup>2</sup>) является плутон Минерал-Рейнджс с возрастом 10—15 млн. лет. В составе ларамийских интрузивов отмечаются биотит-амфиболовые и биотитовые граниты, кварцевые монцониты, лейкократовые граниты и гранит-порфиры.

В Центральной Америке позднемеловые гранитоиды (кварцевые диориты, гранодиориты, граниты, сиениты), возраст которых устанавливается по прорыванию ими нижнемеловых пород и перекрытию кампап-маастрихтскими конгломератами, распространены в Южной Мексике ( $\pm 100$  млн. лет), Гватемале ( $\pm 90$  млн. лет), Гондурасе ( $\pm 90$  млн. лет), на Кубе (80—100 млн. лет), Гаити ( $\pm 86$  млн. лет), о. Тобаго ( $\pm 113$  млн. лет), севере Венесуэлы ( $\pm 100$  млн. лет), возможно, что они слагают часть подводного хр. Авес.

Палеогеновые интрузивные тела небольшого размера на побережье Тихого океана прорывают нижнюю часть эоцена, в Гватемале, Сан-Сальвадоре они прорывают меловые отложения. В примыкающих районах Мексики возраст их считается олигоценным. На Больших Антильских островах они встречены на Кубе (39—58 млн. лет), Ямайке (56—70 млн. лет), Гаити (66—68 млн. лет), в Пуэрто-Рико (50—60 млн. лет). Гранитоидами сложена значительная часть подводного хр. Авес (46—66 млн. лет и 57—89 млн. лет), они же встречаются на островах

у побережья Венесуэлы ( $\pm 70$  млн. лет) и на ее северном побережье (41—70 млн. лет). Более молодые (олигоцен — миоцен) также небольшие тела гранитоидов имеются в Центральной Америке и на Малых Антильских островах.

Южная Америка характеризуется исключительно интенсивным проявлением позднемезозойского магматизма на всем протяжении Тихоокеанского побережья. Позднемезозойские гранитоиды слагают огромный Андский батолитовый пояс, протягивающийся от северной части Колумбии и Эквадора до Магелланова пролива на расстояние более 8000 км. В составе его наблюдается множество различных плутонов, тесно сближенных в пространстве и по времени формирования, — от огромных батолитов (Береговой батолит в Перу имеет площадь более 50 тыс. км<sup>2</sup>) до относительно небольших интрузивных залежей и массивов. Батолиты контролируются глубинными мегалинеаментами, служившими подводными каналами для магмы, поступавшей из глубоких частей земной коры или из мантии.

В каждом из батолитов и более мелких плутонов Андского пояса наблюдаются различные типы пород. Так, в Береговом батолите Перу установлено 16 разновидностей пород — от габбро до щелочных гранитов при явном преобладании тоналитов, составляющих по объему около 60%. Наиболее ранние основные породы (габбро, меладiorиты) приурочены к краевым частям батолита. По направлению к центру они сменяются кварцевыми диоритами, тоналитами и адемититами. Аналогичными особенностями характеризуется Патагонский батолит в Чили.

В Боливии установлены палеогеновые (60—22 млн. лет) и неогеновые (10—6 млн. лет) субвулканические штоки и дайки кислого и среднего состава, среди которых преобладают гранодиорит-порфиры, дацитовые и липаритовые порфиры. Большая часть гранитоидных плутонов Андского батолитового пояса, несомненно, имеет интрузивный характер. Аномально низкое отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  от 0,7022 до 0,7077 отражает подкорковый генезис гранитоидных магм. Ведущим механизмом внедрения служило кальдерное опускание крупных блоков. Одновременно с подъемом интрузивных тел происходили прорывы магмы на поверхность и накопление эффузивов, слагающих кровлю комагматичных гранитоидных плутонов.

Неоген-палеогеновые, наиболее поздние субвулканические тела и кольцевые дайки обычно рассматриваются как корни вулканов, действовавших в течение всей длительной истории формирования батолитов.

\* \* \*

Заканчивая обзор гранитоидного магматизма материковой части Тихоокеанского подвижного пояса, подчеркнем некоторые характерные его особенности. Как видно из «Геологической карты Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана» (ВСЕГЕИ, 1970), масштаба 1:10 000 000, процессы гранитоидного магматизма, сильно проявившиеся в фанерозе на обширнейших пространствах окраин тихоокеанских континентов и в пределах сиалических фрагментов зрелых островных дуг, были приурочены в основном к трем главным типам структурных областей: 1) геосинклинально-складчатых, 2) сводово-глыбовым (террагенальным), 3) окраинноконтинентальным вулканогенным.

В геосинклинально-складчатых областях в инверсионно-орогенную стадию их развития, во время дифференцированных и обычно контрастных тектонических движений, при общей тенденции к воздыманию фор-

мировались протяженные цепи интрузий, тяготеющие к генеральным разломам общеструктурных направлений. Ярким примером такого проявления гранитоидного плутонизма могут служить палеозойские складчатые системы Восточной Австралии, северного обрамления Южно-Китайской платформы, Бирмано-Малайской области и некоторые другие; среди мезозойских систем — это складчатые сооружения Северо-Восточной Азии, Сихотэ-Алиня, Североамериканского и Южноамериканского континентов. Протяженность эпигеосинклинальных гранитоидных поясов достигает в пределах этих систем многих сотен и тысяч километров. Они представлены как крупными батолитоподобными, так и более мелкими плутоническими телами, принадлежащими либо к автохтонным неинтродуцированным, либо отчетливо перемещенным аллохтонным образованиям.

Для первых, возникших на месте в результате процессов магматического замещения, характерно наличие в различной степени переработанных ксенолитов вмещающих пород, сохраняющих первичное залегание, развитие явлений гранитизации в экзоконтактах и отсутствие признаков динамического воздействия магмы на окружающие толщи. К такому типу «пассивных» батолитов принадлежат многие мезозойские интрузии Яно-Колымской системы, Берегового хребта Аляски и Британской Колумбии, наиболее крупные тела Сьерра-Невады, Айдахо и ряд других.

К массивам аллохтонного типа, развитым не менее широко в геосинклинально-складчатых системах притихоокеанских регионов, относится большая часть интрузий Бирмано-Малайского пояса, Южноамериканских Кордильер, Северного Сихотэ-Алиня, Чукотской системы и ряда других структурных элементов. Для этих интрузий характерны первичные структуры течения, наличие краевых гнейсовых фаций, нередкое усложнение складчатости вмещающих толщ и приподнимание кровли (как признаки механической активности магмы) и часто отчетливо приразломный характер локализации интрузивных массивов.

Сравнение особенностей состава геосинклинально-складчатых гранитоидов различных частей Тихоокеанского подвижного пояса указывает на их существенные различия. Особенно это видно на примере относительно хорошо изученных мезозойских интрузивных комплексов Восточной Азии и запада Северной Америки. Мезозойские гранитоиды Восточноазиатского Притихоокеанья характеризуются преимущественно калиевым или калиево-натриевым типом щелочности, в их составе преобладают биотитовые и двуслюдяные граниты, сопровождаемые процессами активной грейзенизации и нередко содержащие высокоглиноземистые акцессорные минералы (кордиерит, силлиманит, гранат и др.); роговообманково-биотитовые гранитные разности играют подчиненную роль и тесно связаны с породами ранних фаз: габбро, габбродиоритами и диоритами. Мезозойские гранитоидные интрузии запада Северной Америки имеют более основной состав: здесь преобладают гранодиориты, кварцевые диориты и кварцевые монцониты, в гранитных породах устойчив парагенезис биотита и роговой обманки, типичны явления альбитизации, в большей части пород  $\text{Na}_2\text{O}$  преобладает над  $\text{K}_2\text{O}$ .

Гранитоидный магматизм, сопряженный с формированием сводовоглыбовых (террагенальных) областей, имеет в Тихоокеанском подвижном поясе также заметное развитие. Гранитные массивы в структурах этого типа тяготеют к сети разломов, пересекающих ранее консолиди-

рованные сооружения. Сводовые, сводово-глыбовые и глыбовые системы характерны тем, что после длительного периода относительного покоя их фундамент был взломан и стал проницаем для возрожденного глубинными процессами магматического фронта.

По отношению к смежным геосинклинально-складчатым областям внегеосинклинальные гранитоидные массивы занимают различную позицию. Одни из них размещаются в ближайшем обрамлении геосинклинальных прогибов и по времени формирования отвечают периоду орогенно-инверсионной стадии эволюции соседних геосинклиналей, другие удалены от геосинклинальных систем на многие сотни километров и образуют достаточно индивидуализированные в структурном отношении протяженные пояса и зоны. Примером пограничных, или пригеосинклинальных, структур могут служить наложенные плутогенные зоны гранитоидного магматизма в краевых частях Хэгано-Буреинского массива, в пределах устойчивых блоков в мезозонах Северной Америки, в структурах ранней стабилизации восточного обрамления Западно-Андийской геосинклинально-складчатой системы; типовыми структурами удаленного гранитоидного магматизма являются гигантские пояса и ареалы внегеосинклинальных палеозойских и мезозойских интрузий на п-ове Корея, в древних складчатых сооружениях южного обрамления Алданского щита, в каледонидах Юго-Восточного Китая и других частях Тихоокеанского подвижного пояса.

На примере ряда регионов Восточной Азии установлено [67], что гранитоидные комплексы сводово-глыбовых систем по сравнению с гранитоидами геосинклинально-складчатых зон являются производными более высокотемпературных коровых палингенных магм и принадлежат к образованиям резко аллохтонного типа; для состава их характерны более высокая щелочность, большое количество кремнекислоты, преобладание  $\text{Na}_2\text{O}$  над  $\text{K}_2\text{O}$ . Одной из примечательных особенностей наложенного магматизма является отчетливая поперечная зональность строения гранитоидных поясов, которая проявляется в нарастании щелочности пород вкрест простиранья этих поясов при удалении от геосинклинальных прогибов.

В окраинноконтинентальных вулканогенных структурах, представляющих третью категорию областей проявления гранитоидного магматизма в материковой части Тихоокеанского подвижного пояса, интрузивный магматизм тесно сопряжен в пространстве и во времени с экструзивными и наземными (реже морскими) вулканогенными образованиями и формирует особого рода линейно вытянутые наложенные пояса и их звенья — вулканогены (см. ниже). В зрелых островных дугах гранитоиды обычно тяготеют к древним сиализированным структурам (Срединный хребет Камчатки, Юго-Западная Япония, юго-западная часть Калимантана).

Как видно из «Геологической карты Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана» (ВСЕГЕИ, 1970), масштаб 1 : 10 000 000, для континентальных окраин рассматриваемого суперрегиона характерны черты определенной дисимметричности пространственной локализации гранитоидного магматизма. В Южно-Американских Андах и на западе Северной Америки гранитоидный магматизм проявился преимущественно в виде гигантских отчетливо вытянутых линейных поясов. Более сложный структурный рисунок размещения гранитоидного магматизма свойствен притихоокеанским регионам Азиатского континента, где гранитоиды располагаются на границах крупных блоков, образуя петли,

узлы сгущения плутонических тел, иногда ветвистые сооружения. Большие гранитоидные петли характерны для Северо-Восточной (хр. Полоусный — хр. Черского) и Юго-Восточной Азии (хребты Западного Таиланда, Малайзии и Вьетнама). Наиболее гигантские ареалы гранитоидного магматизма на Азиатском континенте приурочены к областям сочленения Тихоокеанского подвижного пояса с другими планетарными поясами — Урало-Монгольским и Средиземноморско-Малайским. Именно к этим областям активной тектонической регенерации, сопровождавшейся неоднократным глубинным взламыванием блоков земной коры, приурочены сложные переплетения разнотипных как геосинклинально-складчатых, так и внегеосинклинальных, плутонических поясов и зон.

## ЩЕЛОЧНЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Комплексы щелочных пород в пределах Тихоокеанского пояса и прилегающих областей платформ проявлены повсеместно, хотя и занимают весьма незначительные площади. В соответствии с общепринятой классификацией среди них выделяют следующие: ультраосновные щелочные, нефелиновые и щелочные сиениты, экструзивно-вулканические щелочные базальтоидные, щелочные граниты.

Описание распространения и геологического положения комплексов щелочных пород на территории Советского Союза приводится во многих работах [11, 17, 18, 19, 24, 66, 92, 126]. Описание и данные по химизму разнообразных щелочных пород зарубежных стран содержатся в известных сводках Г. Розенбуша, Ф. Тернера, Дж. Ферхугена, А. Н. Заварицкого, Е. А. Похвисневой, И. А. Нечаевой [66] и других.

### УЛЬТРАОСНОВНЫЕ ЩЕЛОЧНЫЕ КОМПЛЕКСЫ

Комплексы ультраосновных щелочных пород, детально изучавшиеся в связи с месторождениями редкометалльных карбонатитов, залегают, как правило, в древних метаморфических толщах окраин платформ или жестких выступов в молодых складчатых областях. Их особенностью является приуроченность к восточной окраине Сибирской платформы (Алданская провинция) и к западной и южной окраине Североамериканской платформы (комплексы Магнет-Ков, Айрон-Хилл и др.).

Детальные описания массивов ультраосновных щелочных пород приведены в работах Л. С. Бородина [10], А. И. Гинзбурга, Е. М. Эпштейна, Е. И. Семенова и другие.

Восточная Азия. В Южном Приморье, в пределах Главного антиклинория Сихотэ-Алиня, расположен раннемезозойский Кокшаровский массив ультраосновных и щелочных пород — единственный пример подобных массивов в пределах Тихоокеанского пояса [35, 36]. Он имеет размер  $15 \times 1,5$  км и вытянут в северо-восточном направлении, совпадающем с общим простираем верхнепалеозойских толщ. Массив сложен пироксенитами (первая фаза), повсеместно замещенными керсутитом, биотитом и по отдельным зонам арфведсонитом, эгирином, калинатровым полевым шпатом и нефелином. В массиве установлены тела ийолит-мельтейгитов, жилы фойяитов (вторая фаза), луявритов и близких к ним разновидностей (третья фаза), а также эгирин-авгит-гастингситовых нефелиновых сиенитов, миаскитов и нефелиновых сиенит-пегмати-

тов. Карбонатиты завершают формирование комплекса. Часть ультраосновных щелочных массивов Алданской провинции описана на с. 20.

Северная Америка. В областях континента, связанных с Тихоокеанским поясом, выделяют три провинции ультраосновных щелочных пород: Северо-Канадскую, Кордильерскую и Арканзас-Мексиканскую. В Северо-Канадскую провинцию объединено несколько массивов в северо-западной части Канадского щита. Массив Йеллоунайф (радиометрический возраст по биотиту 1750 млн. лет) представлен нефелиновыми и содалитовыми сиенитами и, возможно, карбонатитами. Кордильерская провинция объединяет докембрийские и нижнепалеозойские массивы, расположенные в пределах Кордильерской системы. Наиболее крупный из них (40 км<sup>2</sup>) массив Айрон-Хилл [154] залегает в докембрийских гранитоидных породах и имеет возраст  $1487 \pm 9$  млн. лет (рубидий-стронциевый метод). 70% его площади составляют пироксениты, в центральной части — доломитовые (раухагиты) и анкеритовые карбонатиты, в южной части — мелилитовые породы (ункомпагриты), во внешних зонах — поздние тела и дайки ийолитов, нефелиновых и щелочных сиенитов, тералитов. Вдоль рва Скалистых гор в пределах складчатого пояса в нижнепалеозойских породах известны небольшие массивы ультраосновных и щелочных пород (Айс-Ривер в Британской Колумбии).

В Арканзас-Мексиканскую провинцию объединены массивы, развитые в складчатой системе Уачита и на южной окраине Североамериканской платформы. В пределах платформы они представлены дайками щелочных и нефелиновых сиенитов, ассоциирующихся с перидотитами и кимберлитами, вероятно, палеозойского возраста. В системе Уачита установлены позднемеловые массивы сложного строения (Магнет-Ков и др.).

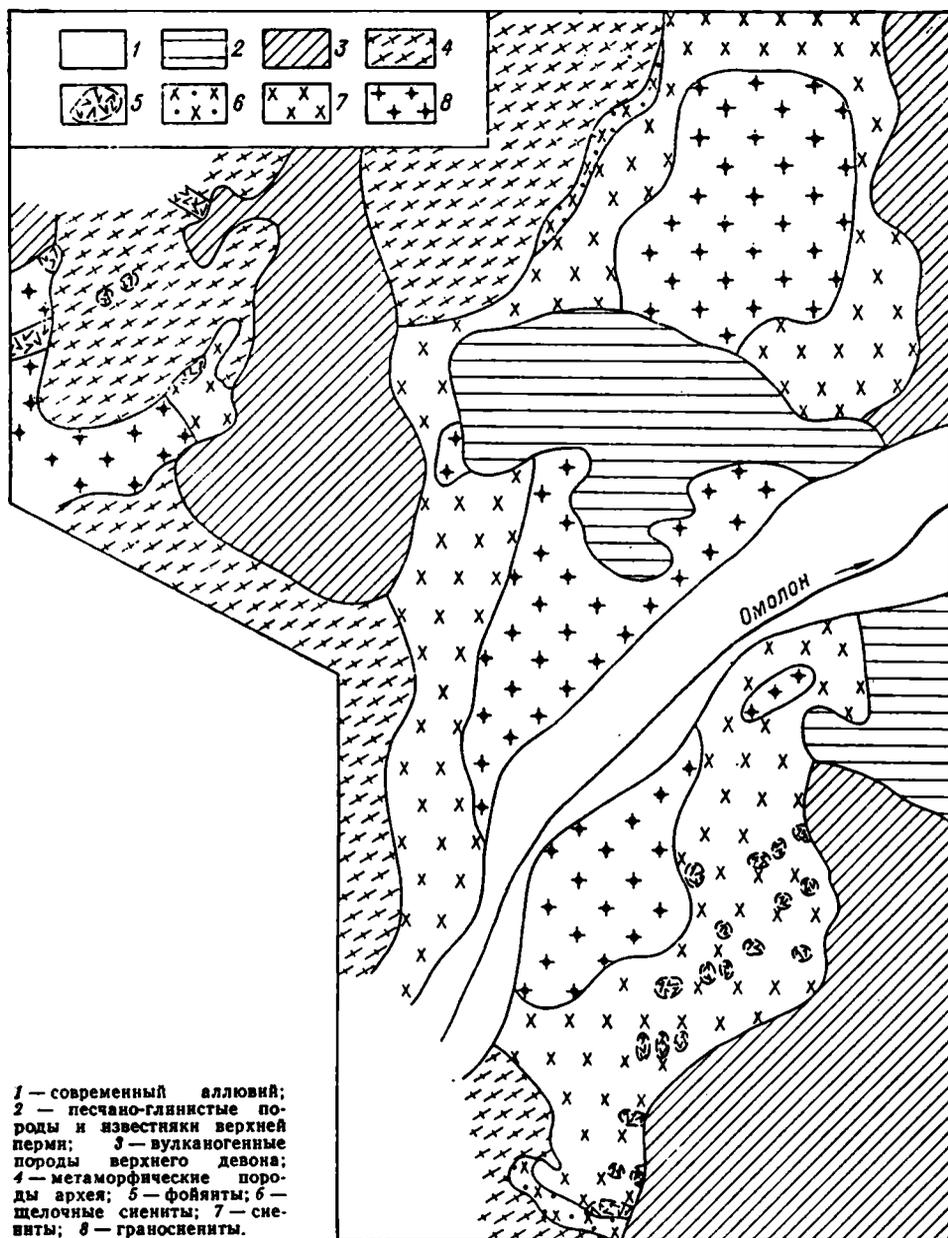
Сопоставление ультраосновных щелочных комплексов Восточной Азии и Северной Америки указывает на их симметричное расположение относительно Сибирской и Североамериканской платформ, в целом близкие условия формирования, сходный набор слагающих их пород и постмагматических минеральных ассоциаций. По данным определений радиометрического возраста они формируются длительное время, фиксируя ослабленные зоны земной коры.

#### КОМПЛЕКСЫ НЕФЕЛИНОВЫХ И ЩЕЛОЧНЫХ СИЕНИТОВ

Комплексы нефелиновых и щелочных сиенитов установлены в складчатых системах, в зонах мезозойской активизации и в связи с массивами нормальных гранитов как результат взаимодействия их с карбонатными породами. Типичные комплексы нефелиновых и щелочных сиенитов западной части Тихоокеанского пояса имеют, за редким исключением, раннемезозойский возраст.

Восточная Азия. В Верхояно-Чукотской складчатой области в пределах Приколымского поднятия известны сложно дифференцированные щелочные интрузии, которым Б. В. Пепеляев приписывает пермо-триасовый возраст [24]. Это небольшие штоки и залежи, сложенные тылаитами, габбро, долеритами, щелочными и нефелиновыми сиенитами, аляскитами. В Олойском прогибе Чукотской складчатой системы к позднеюрским отнесены лейцитовые базальты, лейцититы, шошониты. Ранее Ю. А. Билибин [7] считал их палеогеновыми.

Рис. 16. Геологическая карта Анмандыканского массива граносиенитов, сиенитов, фойяитов, верхнее течение р. Омолон [36].



На Омолонском массиве, в верхнем течении р. Омолон, детально изучен А. П. Биркисом и И. М. Сперанской в 1955 г. Анмандыканский массив (рис. 16) граносиенитов и сиенитов раннепалеозойского возраста, прорывающий докембрийские метаморфические породы. В строении массива принимают участие небольшие линзовидные и дайкоподобные тела эгирин-биотитовых с меланитом нефелиновых сиенитов, которые

рассматриваются как вторая заключительная фаза становления интрузии. В 50 км выше по р. Омолону расположен аналогичный по составу Ольдьянинский массив.

Хорошо изученным примером взаимодействия гранитов и карбонатных пород является массив м. Дежнева. Массив, площадью около 125 км<sup>2</sup>, задегает среди визейских известняков и имеет палеогеновый возраст. От его центра к контактам выделяется ряд неправильных концентрических и полуконцентрических зон. Центральная часть сложена гранитами, которые сменяются кварцевыми сиенитами, сиенитами и нефелиновыми сиенитами. Переходы между зонами постепенные. Среди нефелиновых сиенитов Т. Ю. Базаровой и В. П. Костюком обнаружены высококальциевые псевдолейцитовые шонкиниты.

Юрский погинский комплекс развит на юге Приморья, в зоне Центрального структурного шва, и включает фойяиты, жилы разнообразных сиенитов и щелочных базальтов. Погинский массив, являющийся самым крупным [5 × (0,2 ÷ 0,8) км] на территории советской части Дальнего Востока [36], представляет собой плитообразное тело, вытянутое в северо-восточном направлении с падением на северо-запад под углом 50°. Массив, сложенный однообразными трахитоидными фойяитами, залегает согласно с вмещающими верхнепалеозойскими вулканогенно-осадочными породами и перекрыт кислыми вулканогенными отложениями верхнего мела (рис. 17). Жильная фация представлена нефелиновыми сиенитами и сиенит-порфирами. Щелочные базальтоиды (мончикиты, эссекиты, шонкиниты, тешениты, авгититы) образуют экструзивные тела и многочисленные жилы.

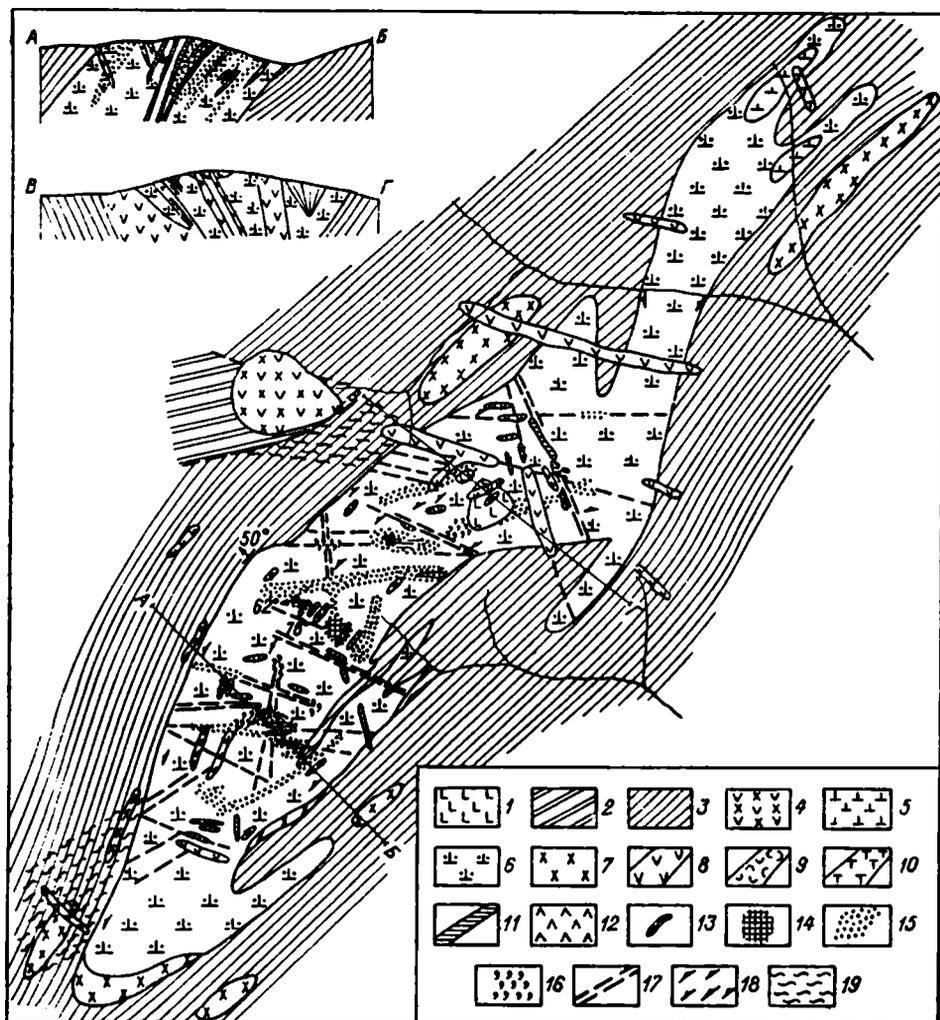
С погинским комплексом может быть сопоставлен, по В. М. Мартынюку, поздне триасово-юрский джаурский щелочно-базальтоидный комплекс, развитый на севере Восточного Сихотэ-Алинского синклиниория, в пределах Анойского блока. Он включает эффузивные и интрузивные образования, среди которых установлены авгититы, мончикиты, камптониты, фурчиты. В Центральном Сихотэ-Алине известен поздне-меловой (по другим данным юрский) комплекс щелочных сиенитов и связанных с ними альбититов и метасоматитов.

Пхёпапский поздне триасовый — раннеюрский комплекс нефелиновых и щелочных сиенитов (217 млн. лет) распространен на юге КНДР. Массивы располагаются в виде субширотной полосы. Вмещающими породами являются отложения архея, рифея и нижнего кембрия. Щелочные породы слагают небольшие массивы (до 10 км<sup>2</sup>) и многочисленные жилы. Среди них можно выделить следующие главные группы: нефелиновые и содалит-нефелиновые сиениты, щелочные сиениты с рибекитом, гастингситом, эвдиалитом, эгириновые щелочные и нефелиновые сиениты.

В северной части п-ова Корея (район месторождения Пхосу) в докембрийских доломитовых мраморах развиты тела нефелинсодержащих пегматитов. Прослеживание одной из жил в вертикальном разрезе на 200 м показало, что в гнейсах она имеет состав гранита, в диопсидовых породах — сиенита, в доломитовых мраморах — нефелинового сиенита. В Северном Вьетнаме (гора Пиа-Ма) известно несколько массивов (до 20 км<sup>2</sup>) щелочных и нефелиновых сиенитов, залегающих в протерозойских метаморфических породах. В Японии описаны позднеюрские подушечные лавы щелочных долеритов на Хоккайдо [60].

Северная Америка. Щелочные породы Западной Аляски выходят на п-ове Сьюард 300-километровой северо-восточной полосой и

Рис. 17. Геологическая карта Погинского массива нефелиновых сиенитов, Южное Приморье, по Б. Л. Залищку [36].

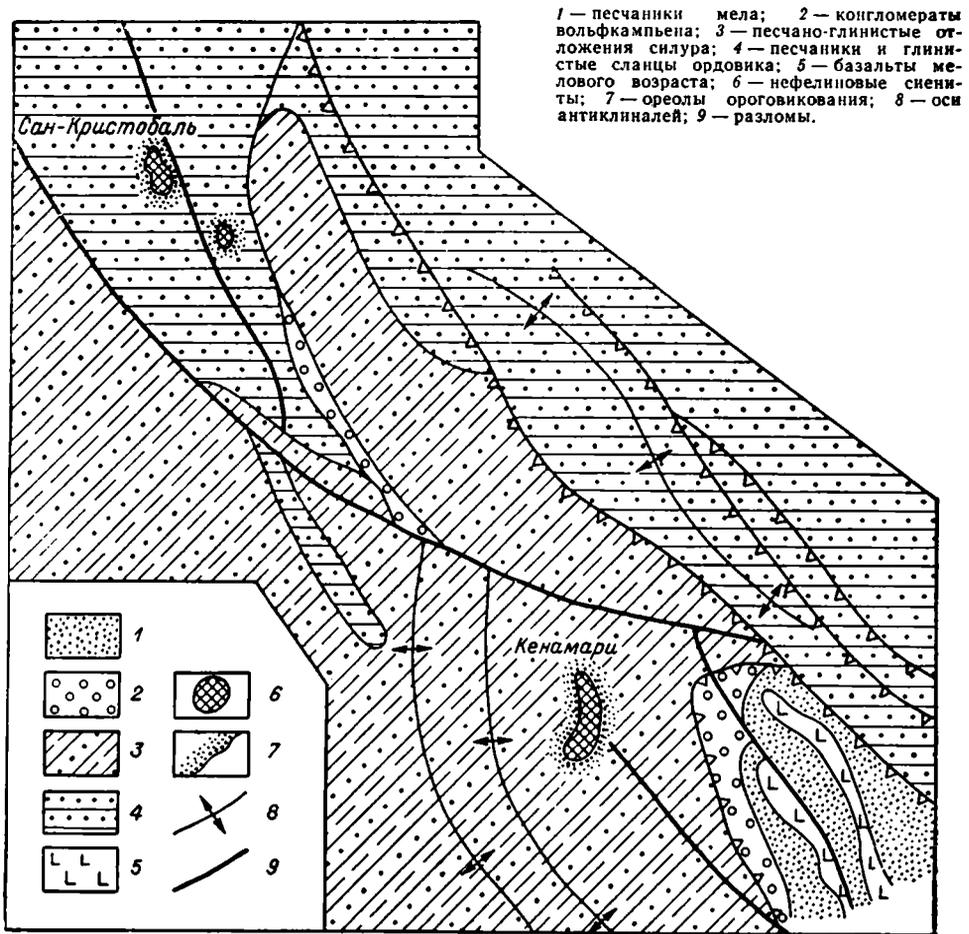


1 — эффузивно-осадочные породы датского возраста (дорофеевская свита); 2 — песчано-глинистые породы триаса; 3 — вулканогенно-кремнистые породы верхнего палеозоя; 4 — граниты позднего мела; 5 — неизмененные фойяиты юрского возраста; 6 — зеленокаменно измененные нефелиновые сиениты; 7 — эндоконтактовые нефелиновые сиенит-порфиры; 8 — гранит-порфиры позднего мела; 9 — нефелин-сиенитовые пегматиты; 10 — щелочные базальтоиды юрского возраста; 11 — жилы трахитоидных нефелиновых сиенитов и бостонитов; 12 — жилы сиенит-порфиров; 13 — жилы альбититов; 14 — метасоматические серицит-альбитовые породы; 15 — зоны серицитизации; 16 — метасоматические альбит-хлоритовые породы; 17 — разломы; 18 — ливнейно-плоскостная ориентировка минералов нефелиновых сиенитов; 19 — зоны катаклаза.

представлены семью массивами (13—70 км<sup>2</sup>) и многочисленными дайками. Они сложены фойяитами и малиньитами (105—107 млн. лет), а также менее распространенными ювитами, бороланитами, пуласкитами, пертозитами и редкими псевдолейцитовыми трахитами, ийолитами и биотитовыми пироксенитами.

В западной части Канады в метаморфических толщах развиты многочисленные тела щелочных, нефелиновых сиенитов и нефелиновых

Рис. 18. Геологическая карта массивов нефелиновых сиенитов района Ойопайа, центральная часть Боливин, по Ф. Альфельду и др. [99].



пегматитов. Они сопровождаются мощными зонами фенитизации и карбонатизации с существенно уран-пирохлоровым оруденением.

Комплекс Маунтин-Пасс (на юге границы Калифорнии и Невады) приурочен к блоку докембрийских метаморфических пород и представлен большим количеством даек и рядом интрузивных тел щелочных, богатых калием пород (радиометрический возраст по монациту 1000—900 млн. лет, по циркону — 900—800 млн. лет). Наиболее крупные из них сложены серией сиенит-шонкинитов (четыре штока), сиенитами (два штока) и гранитами (один шток). Все породы связаны постепенными переходами. В районе отмечается множество жил и несколько крупных тел карбонатитов.

Примеры образования фельдшпатоидных пород на контактах гранитов и известняков описаны в батолите Боулдер в Монтане. В Калифорнии известны многочисленные тела нефелиновых сиенитов, прорывающие известняки и доломиты в районах, где соседние гранитные интрузии могли служить источником родоначальной магмы.

Южная Америка\*. В складчатом поясе Южноамериканских Кордильер известные выходы щелочных пород находятся в древних образованиях внешней зоны складчатого пояса Анд.

В массиве Сьерра-Невада-де-Санта-Марта (север Колумбии), сложенном докембрийскими — палеозойскими метаморфизованными породами, описаны мезозойские и отчасти кайнозойские интрузии (от гранитов до ультрабазитов) с высоким содержанием щелочей. Здесь отмечаются небольшие тела щелочных пород.

Среди близкого по возрасту массива Кетаме (Восточная Кордильера Колумбии) известно несколько тел сиенитов с возрастом 485—436 млн. лет.

В центральной части Боливии, к северо-западу от г. Кочабамба, в нижнепалеозойских терригенных толщах описаны интрузии щелочных пород (рис. 18). Штокообразное интрузивное тело Сапо сложено грубозернистой породой, состоящей из пертита (30%), олигоклаз-альбита (5%), содалита (15%), нефелина (10%), коричневого амфибола (20%), эгирина (15%). Штокообразное тело Сан-Кристобаль сложено фойяитом, бедным содалитом. Две другие интрузии щелочных пород представляют собой силлы, участвующие в строении горной цепи Кенамари этого же района. Возраст этих интрузий предположительно среднепозднепермский.

Австралия. Щелочные породы (микросиениты и тешениты) юрского возраста отмечены на юго-востоке Австралии, в районе Сиднея.

Антарктида. Нефелиновые сиениты в горах Гбурек, западная часть Земли Королевы Мод, слагают массив размером 8×3 км. Возраст их по данным калий-аргонового метода 170—200 млн. лет. Массив сопровождается зонами альбититов и фенитов, здесь известны также мельтейгиты, лимбургиты, сёльвсбергиты, грорудиты, тингуаиты.

#### ЩЕЛОЧНЫЕ БАЗАЛЬТОИДНЫЕ КОМПЛЕКСЫ

Наиболее широкое развитие в пределах континентальных окраин Тихоокеанского пояса, островных дуг и островов Тихого океана получили щелочные базальтоидные комплексы кайнозоя, связанные с щелочными оливиновыми и толеитовыми базальтовыми магмами. Ассоциации этих щелочных пород характеризуются разнообразием состава, условий залегания и пространственного размещения. Намечается их разделение, основанное на характере щелочности, на натровые (нефелиновые базальтоиды, сиенит-кринанитовые комплексы), калиевые (лейцитовые базальтоиды) и смешанные (ряд базальт — андезит — дацит — трахит — риолит — комендит).

Смешанные серии (базальт — андезит — дацит — трахит — риолит — комендит) представлены преимущественно вулканическими фациями. Они являются характерными для Тихоокеанского пояса и распространены во всех вулканических зонах (КНДР, Япония, Восточный Китай, ряд островов Тихого океана, Санта-Крус в Калифорнии, Йеллоустон, Перу, Чили, тихоокеанская часть Антарктиды).

Скалистые горы и прилегающие к ним с востока и запада области известны как классические провинции щелочных базальтоидов всех трех щелочных ассоциаций. Подобные комплексы развиты также в Британской Колумбии, Мексиканской прибрежной равнине и на юге Северо-

\* Раздел написан В. И. Мурашко.

американской платформы (пояс щелочных пород от Западного Техаса до гор Уачита). Некоторые из них были детально изучены в конце XIX в. и первой половине XX в. Здесь получили свои названия уникальные щелочные породы.

### Натровый ряд щелочных базальтоидов

Восточная Азия. В особую группу среди натровых щелочных базальтоидов выделяются кайнозойские интрузивные комплексы, названные сиенит-кринанитовыми [36]. Они известны на Омолонском массиве, Приколымском поднятии, Сахалине (рис. 19), Курильских островах, в Приморье, Северо-Восточном Китае, КНДР (рис. 20). Кринаниты и подчиненные краевые фации долеритов, трахидолеритов и кринанит-порфиритов кристаллизуются из щелочной базальтовой магмы с накоплением в камерах остаточного сиенитового расплава. За кристаллизацией сиенитов (нефелиновых, анальцимовых или щелочных), обычно приуроченных к системе контракционных трещин, следует щелочной аутометасоматоз основных пород, преимущественно кринанитов. Такие метасоматически измененные кринаниты иногда необоснованно называют монцонитами. Как особенность сиенит-кринанитовых комплексов можно отметить отсутствие промежуточных по щелочности дериватов и наличие двух контрастных групп пород — кринанитов (и близких к ним щелочных габброидов) и сиенитов.

Близкие к сиенит-кринанитовым интрузии установлены на Малой Курильской островной гряде и на о. Хоккайдо (особенно много их на о. Танфильева и п-ове Немуро). Эти силлы имеют мощность 10—150 м и поперечник до 5—7 км. Наиболее вероятен позднемеловой их возраст, так как по радиометрическим определениям он составляет 65—88 млн. лет. Силлы сложены трахидолеритами и анальцимовыми трахидолеритами, в контактах и маломощных телах переходящими в базальтовые разности. В подошве крупных силлов породы обогащены оливином (до 15%). Авгитовые и анальцимовые сиениты залегают в силлах

Рис. 19. Геологический разрез силла сиенит-кринанитов м. Перевального, западное побережье о. Сахалин, по Б. Л. Залишаку.

1 — слоистые песчано-глинистые породы палеоген-неогенового возраста; 2 — зона термального метаморфизма; 3 — кринанит-порфириды прикровлевой части силла, постепенно переходящие в среднезернистые кринаниты; 4 — среднезернистые кринаниты; 5 — система контракционных трещин, выполненных жилами сиенитов; 6 — зоны метасоматических изменений в экзоконтактах жил сиенитов.

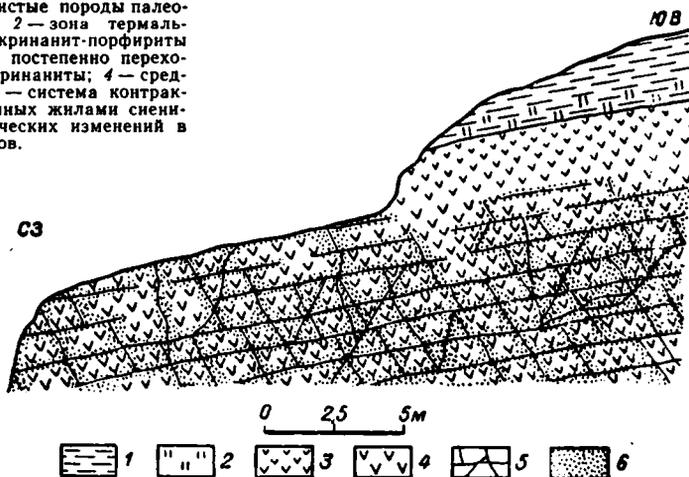
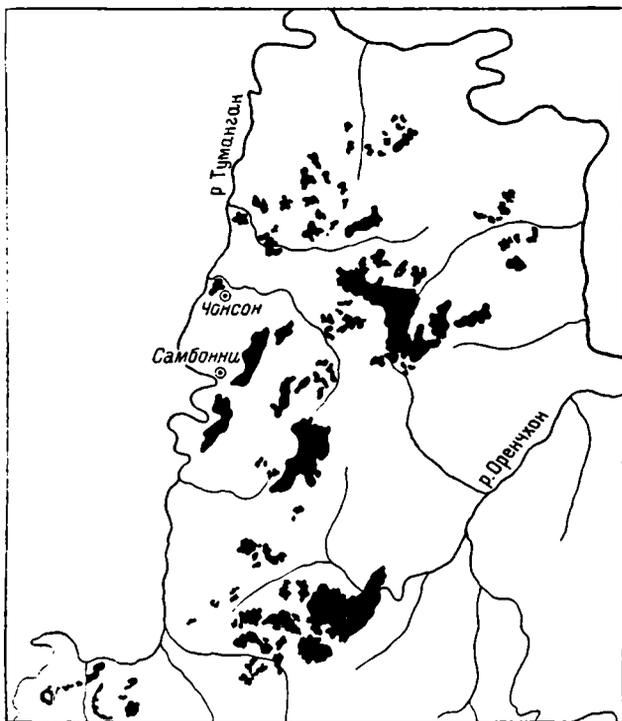


Рис. 20. Размещение силлов сиенит-кринанитового комплекса в северной части п-ова Корея (по материалам ВСЕГЕИ).



в виде прожилков до 1—2 см мощности. В крупных силлах присутствуют шпирсы монцитонитовидного состава [1].

Натровые щелочные базальтоиды палеоген-антропогенного возраста Чукотской складчатой системы (бассейн р. Большой Анюя) и северо-восточной части Корякско-Камчатской складчатой области образуют потоки, штоки и дайки. Лавовые потоки сложены лимбургитами, нефелиновыми, лейцитовыми и анальцимовыми базальтами, интрузии — габбро-диабазами, тешенитами, кринанитами.

Уссурийская серия натровых щелочных базальтоидов развита в зоне сочленения Ханкайского массива и Сихотэ-Алинской складчатой системы в виде экструзивных аппаратов и даек, сложенных, по Г. М. Гапеевой [16], пикритами, анкаратритами, нефелиновыми базальтами и базанитами, редкими трахидолеритами, лейцитосодержащими лимбургитами. Породы повсеместно содержат ксеногенные включения ультраосновного состава (оливин, диопсид, иногда энстатит и шпинель). Аналогичные породы известны и в других районах Сихотэ-Алиня.

Среди многочисленных (около 200) вулканов Северо-Восточного Китая, сложенных базальтами, трахибазальтами и щелочными базальтами, на плато Чанбайшань (на границе КНДР и Китая) известны вулканы дифференцированной серии оливиновый щелочной базальт — трахит — пантеллерит. В Восточном Китае описаны также, вероятно, палеоген-неогеновые, гипабиссальные интрузии нефелиновых сиенитов и сиенит-порфиоров, эгириновых и псевдолейцитовых сиенитов (плато Ордос), рибекитовых лампрофиоров.

В Индонезии, на о-вах Целебес, Ява и др., вместе со щелочными базальтами широко развиты субвулканические и гипабиссальные тела натровых тералитов (люскладитов), шонкинитов, нефелиновых сиенитов, тингуанитов. Здесь установлены и калиевые базальтоиды (пик Марос, о. Целебес).

**Северная Америка.** Формирование кайнозойских комплексов щелочных пород Северо-Американских Кордильер связано с поперечными длительно активными вулканическими зонами, в которых получили развитие нормальные по содержанию щелочей эффузивные и гипабиссальные интрузивные образования. В некоторых зонах повсеместно развиты богатые натрием комплексы пород и только в немногих провинциях встречаются явно калиевые. Обе группы щелочных пород рассматриваются как результат эволюции глубинной базальтовой магмы. Натровые щелочные комплексы известны в Монтане, Вайоминге, Дакоте, на плато Колорадо, в Западном Техасе, Мексиканской прибрежной равнине, Вулканической Сьерре Южной Мексики и в некоторых других районах. Большинство щелочных базальтоидов располагается в области эпиплатформенного орогенеза, за пределами собственно вулканического пояса, образуя многочисленные небольшие субвулканические тела и лавовые поля [126].

Хребты на севере Центральной Монтаны сложены эффузивными и интрузивными породами, среди которых развиты щелочные базальты, шонкиниты, нефелиновые и разнообразные щелочные сиениты. Провинция Йеллоустон характеризуется в основном известково-щелочным составом пород и подчиненным распространением более поздних щелочных комплексов. В горах Крейзи щелочные породы (шонкиниты, нефелиновые сиениты, щелочные сиениты, лампрофиры), слагающие силлы, лакколлиты и дайки, отличаются исключительно высоким содержанием натрия. Вулканический массив Рэттлснейк-Хиллз Центрального Вайоминга занимает площадь более 350 км<sup>2</sup>, наряду с дацитами здесь развиты уникальные гаюиновые и нозеановые трахиты, фонолиты и лампрофиры.

Главными магматическими центрами на плато Колорадо, относящимися к высоконатровой группе, являются лакколлиты гор Генри, Ла-Соль и др., вулканические массивы Хоупи-Баттс, Сан-Рафаэль-Свелл. К району плато примыкают массивы Элкхед, Уайт-Ривер и др. В лакколлитах гор Ла-Соль известны натровые сиенит-порфиры. Массив Хоупи-Баттс состоит из столовых гор и некков, бронированных анальцимовыми базальтами. Здесь в выбросах развиты лимбургиты и натровые мончикиты. Горы Элкхед представлены высокощелочным комплексом пород, в который входят анальцимовые базальты, щелочные трахиты, фонолиты, анальцимовые и щелочные сиениты.

Область Западного Техаса и Мексиканской прибрежной равнины рассматривается как щелочная в целом провинция. Так, например, в горах Дэвис известен комплекс трахитов, фонолитов, риолитов, сиенитов и натровых сиенит-порфиров. В районе Терлингва-Солитарио на площади около 1000 км<sup>2</sup> располагается несколько сотен выходов преимущественно гипабиссальных лакколлитов, включающих серию натровых щелочных пород — анальцимовых габбро, тешенитов, сиенитов и др.

Щелочная провинция Западного Техаса продолжается далее в Северо-Восточную Мексику, где выделяется комплекс щелочных пород гор Сан-Карлос. Он представлен силлами фельдшпатондных пород, ийоли-

товыми экструзивными некками, потоками и экструзиями щелочных базальтов. Здесь известны лакколиты гаюиновых базальтов, силлы нефелин-гаюиновых базальтов, вогезитов, трахитов.

В Альберте (в 30 км к северу от границы США) известен средне-меловой вулканический массив Кроуснест площадью около 1500 км<sup>2</sup>, который хорошо сопоставляется с палеоген-неогеновой провинцией щелочных пород Центральной Монтаны. Комплекс представлен исключительно пирокластическими образованиями — агломератами и туфами трахитов, тингуантов, анальцимовых фонолитов (получивших название блерморитов), андезитов.

В Калифорнийском вулканическом массиве (Береговой хребет, США) силлы анальцимовых диабазов представляют собой, по А. Ирдли, важную с широким разнообразием пород ассоциацию миоценового вулканизма. У некоторых из более мощных силлов наблюдается гравитационная дифференциация, причем у основания силла — это пикрит, а далее к верхней части породы изменяются до диабазов с высоким содержанием полевых шпатов. Во многих из них есть охлажденные краевые зоны анальцимовых базальтов, обычно пузырчатой текстуры. Вероятно, эту ассоциацию можно сопоставить с сиенит-кринанитовыми комплексами Восточной Азии.

Южная Америка. Щелочные породы Аргентины распространены в различных структурных зонах Анд. Возраст щелочного магматизма — позднемезозойский, палеоген-неогеновый и четвертичный. Преобладающими являются щелочные габброндные комплексы. Эссекситы известны в Аргентине (провинция Салта) и в Патагонских Андах. Среди кайнозойских вулканических образований южной части Перу получили развитие небольшие тела монзонитов и сиенитов необычно высокой щелочности. Среди подобных образований Чили также отмечаются породы высокой щелочности [158]. В восточной части Перу, между г. Пукальпа и границей с Бразилией, описаны три вулканических некка, которые прорывают палеоген-неогеновые отложения. Они сложены меланит-содалитовыми и нефелин-меланитовыми фонолитами и щелочными трахитами. В фонолитах присутствуют ксеногенные включения якупирангитов. От этого района в полосе северо-западного направления до Эквадора известно еще несколько некков щелочных пород.

Австралия и Новая Зеландия. Дифференцированные силлы натровых щелочных базальтоидов, синхронные палеоген-неогеновым эффузивам, получили развитие на всей территории Восточной Австралии и Тасмании. Здесь описаны тешениты, анальцимовые базальты и базаниты, лимбургиты, щелочные трахиты и фонолиты. Некоторым щелочным породам — шошонитам Нового Южного Уэльса и сиенитам Тасмании — приписывается меловой возраст. Интрузии Тасмании (в районе Хобарта) сложены меланитсодержащими пироксеновыми фойяитами и эгирин-авгитовыми сиенитами и сопровождаются многочисленной серией щелочных жильных пород (в том числе эссекситов, меланитовых тингуантов).

Среди обширных вулканических образований островов Новой Зеландии выделяется несколько базальтоидных петрографических провинций, в том числе натровых щелочных. Примером последних является провинция Восточного Отаго плиоценового возраста. Здесь наряду с эффузивными базальтами развиты силлы, лакколиты, некки и дайки, в которых прослеживается дифференциация щелочной основной магмы. Так, в силле с шириной около 800 м и мощностью около 15 м габ-

броиды, сложенные битовнитом, оливином, титан-авгитом, кристаллизовались первыми и занимают нижнюю часть силла. Щелочные породы, близкие к нефелиновым сиенитам, кристаллизовавшиеся из остаточного расплава, занимают верхнюю часть силла.

### Калиевый ряд щелочных базальтоидов

Восточная Азия. Калиевые щелочные базальтоиды сравнительно широко развиты в Центральной Камчатке и описаны В. К. Ротманом, Б. А. Марковским, Г. Б. Флеровым и А. В. Колосковым в составе ирунейской и кирганикской свит поздне мелового и палеогенового возраста, а также выделены в самостоятельный неогеновый субвулканический комплекс в Тигильском районе Западной Камчатки. Намечается такая последовательность формирования щелочных базальтоидов Камчатки: 1) преимущественно вулканические геосинклинальной стадии (поздний мел) — трахиандезито-базальты, пироксеновые трахибазальты, лейцитовые тефриты, лейцититы; 2) вулканические и субвулканические инверсионной стадии (палеоген), синхронные с габбро-монцит-сиенитовыми интрузиями, — ряд базальт — трахибазальт — трахиандезит, ряд трахибазальт — тефрит — абсарокит — лейцитит; 3) субвулканические интрузии стадии консолидации (неоген — антропоген) — эссекситы, шонкинниты, эпилейцитовые шонкинниты, неогеновый комплекс Западной Камчатки.

Неоген-антропогеновый комплекс калиевых щелочных базальтоидов западной прибрежной части Камчатки (Тигильский район) представлен экструзивными куполами, силлами, дайками трахидолеритов, кринанитов, кенталленитов, абсарокитов, селagitов, щелочных сиенитов. В этом районе установлены небольшие покровы щелочных андезитов (?) и базальтов. Большая часть пород характеризуется резким преобладанием калия над натрием. Калиевые щелочные породы основного состава установлены на Командорских островах (берингит с о. Беринга).

Мезозойские щелочные магматические породы развиты в пределах Алданской зоны мезозойской активизации. Здесь описано Ю. А. Билибиным большое количество тел (силлов, штоков, даек) разнообразных интрузивных пород, в том числе лейцитовых базальтоидов, псевдолейцитовых, нефелиновых и щелочных сиенитов, щелочноземельных сиенитов и гранитоидов, щелочных гранитов. Характерной особенностью щелочных пород является их калиевый характер. Возраст и взаимоотношения некоторых магматических групп остаются невыясненными. В Алданском районе выделяются четыре этапа мезозойского магматизма: поздне триасовый — раннеюрский, средне-позднеюрский, позднеюрский — раннемеловой и меловой.

Калиевые щелочные породы Алданского щита объединяются в лейцитит-щелочносиенитовую формацию, для которой характерны щелочные и нефелиновые сиениты, щелочные габброиды, щелочные базальтоиды (псевдо- и эпилейцититы, псевдо- и эпилейцитовые фонолиты и трахиты, щелочные трахиты, авгититы, лимбургиты, миссуриты, фергуситы, псевдолейцитовые сиенит-порфиры, тингуаиты). Они сосредоточены в сложных многофазных массивах — кальдерах кольцевого строения. Щелочные граниты, установленные в массивах Мурун, Ыллымах, в Верхнеамгинском районе и западной части Эльконского горста, следует выделять в самостоятельную формацию и сопоставлять со щелочными гранитами ныгваганского комплекса юго-восточной части Алданского щита.

Кайнозойские калиевые щелочные базальтоиды Сихотэ-Алинской складчатой системы развиты (по А. Т. Октябрьскому), а также установлены в г. Лесозаводске, в Дальнегорском районе, в бассейнах рек Дальней и Анюя, на оз. Болонь, в низовьях р. Амура и образуют силлы, штоки (или некки), дайки, сложенные трахидолеритами, фергуситами, абсарокитами, лейцититами, лейцитовыми базальтами, мончикитами, шонкинитами, трахитами, трахиандезитами и др. Они могут быть сопоставлены с современными калиевыми щелочными базальтами Северо-Восточного Китая вблизи городов Нуньцзян и Бэйань. Типичные лейцититы известны в Северо-Восточной Корее в области развития платобазальтов.

В. К. Гавриловым и Н. А. Соловьевой [15] среди юрских и нижнемеловых отложений восточной части о. Сахалин упоминаются щелочные базальтоиды, содержащие анортоклаз, ортоклаз, нефелин, псевдолейцит.

На о. Целебес описан комплекс щелочных пород пика Марос, который обычно сопоставляется с комплексом провинции Хейвуд (Монтана). Здесь развиты слюдяные фойяиты, умптекиты, монциониты, шонкиниты, тералиты, марозиты (биотитовые шонкиниты), бостониты и другие щелочные породы.

Северная Америка. В Скалистых горах известно несколько палеоген-неогеновых калиевых щелочных базальтоидных провинций, из которых наибольшую известность получили следующие: Британская Колумбия (оз. Кристина), Центральная Монтана (Хейвуд), Центральный Вайоминг (Лейцит-Хиллс), Северо-Восточная Аризона (вулканический массив Навахо). Лейцитовые порфиры описаны на Юконе.

В провинции гор Хейвуд калиевые щелочные породы по возрасту относятся к самым поздним, образуют потоки и жилы лейцитовых базальтов, фонолитов, а также лакколлиты и жилы, имеющие сложное строение и состав. От края к центру лакколлитов наблюдаются последовательно: лейцитовые базальты, лейцитовые (реже нефелиновые) шонкиниты и их порфиоровые разности, монциониты, нефелиновые и содалитовые сиениты, разнообразные тингуаиты. Здесь впервые были описаны лейцитовые габброиды (миссуриты и фергуситы), известны также щелочные сиенит-порфиры, бостониты, грорудиты. Классическим примером является лакколлит Шинкин-Саг мощностью около 50 м. С подобными щелочными комплексами связаны месторождения редкометалльных карбонатитов в Монтане (Равалои, Рокки-Бой) и Айдахо (Лехми). Исключительно богатые калием (до 10%) лейцитовые лавы развиты в провинции Лейцит-Хиллс. Породы провинции Навахо представляют собой богатые санидином трахибазальты, лейцитовые базальты и химически близкие к ним лампрофиры.

## КОМПЛЕКСЫ ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОВ

Массивы щелочных гранитов\* сравнительно немногочисленны, но более или менее равномерно распределены в пределах складчатых систем Тихоокеанского пояса. Они встречаются в областях длительного

---

\* К щелочным гранитам относятся граниты, в которых отсутствуют кальцийсодержащие плагиоклазы, а темноцветные представлены щелочными амфиболами, эгирином, энigmatитом, астрофиллитом и некоторыми другими второстепенными минералами.

и интенсивного посторогенного гранитоидного магматизма, часто приурочены к зонам региональных разломов и проникают далеко в краевые зоны платформ, характерны для областей мезозойской активизации. Щелочные граниты не известны в областях кайнозойской складчатости и островных дугах. Следует отметить, что в пределах советской части Тихоокеанского пояса пока не обнаружены достоверные кислые щелочные эффузивы. Они описаны в Северо-Восточном Китае, в северной части п-ова Корея и США в составе четвертичных эффузивов дифференцированных серий ряда базальт—щелочной риолит.

Восточная Азия. В Омолонском массиве и смежных с ним регионах развиты интрузии щелочных гранитов позднемелового возраста. Они приурочены к крупным гранитоидным интрузиям — Талалахской (600 км<sup>2</sup>) и Олойской (1500 км<sup>2</sup>) — и образуют небольшие самостоятельные тела. В экзоконтактной зоне Талалахской интрузии среди мраморизованных известняков описаны А. П. Шпетным маломощные (5—6 см) жилы эвдиалитсодержащих щелочногранитных пегматитов.

В составе пермо-карбонатового комплекса в Селенняхском выступе И. Я. Некрасовым наблюдались эгириновые граниты. Тем же автором позднемеловые — палеогеновые щелочные гранитоиды выделены в восточной части хр. Улахан-Сис (массив Арга-Юрях) и в хр. Полоусном (вулкан Хара-Сис).

В Верхояно-Колымской складчатой области эгириновые граниты или рассматриваются как фации неокомовых нормальных гранитов, залегающих среди карбонатных толщ палеозоя (Хиулчанский и Арангасский массивы), или выделяются в самостоятельную группу позднемелового — палеогенового возраста (нижнее течение р. Индигирки и Алазейское плоскогорье).

В Чукотской складчатой системе отмечаются щелочные граниты, содержащие щелочные пироксен и амфибол. Они рассматриваются в комплексе послептских гранитоидов как их поздние образования. В Чаунской зоне, по данным М. Л. Гельмана, к палеогеновым щелочным амфиболовым гранитам относятся граниты массивов Южный, Вета, Линлинский [27].

Охотско-Чукотский вулканогенный пояс является областью сравнительно широкого развития щелочных гранитов в составе сенон-датских магматических образований. Так, они известны в центральных районах Охотского побережья и включаются в самый поздний из позднемеловых сеймканский комплекс. На восточной окраине Охотского массива (Икалканский массив на левобережье р. Нилгысы) И. М. Сперанской описаны в контакте со щелочными гранитоидами щелочные кислые эффузивы. Исследованиями установлено, что эти породы представляют собой фениты по вулканитам в контактах со щелочными гранитами. В этих щелочных гранитах выявлено широкое развитие эльпидита и астрофиллита.

В бассейне р. Пенжины отмечены комендиты и грорудиты, включенные в эоцен-плиоценовый дайковый комплекс. В Магаданском батолите арфведсонитовые граниты прорывают в виде небольших тел биотитовые граниты.

Выходы щелочных гранитов известны в Верхнеяном, Верхне-тэнгкинском массивах, в зоне Анадырского разлома. На юге Охотского побережья небольшие выходы щелочных гранитов известны на левобережье р. Кирана в массиве раннемеловых гранитоидов.

Широкое развитие щелочных гранитов установлено в юго-восточной части Алданского щита, на стыке с системой Становика — Джугджура. Здесь закартировано около 20 массивов и множество мелких тел, выделяемых Б. Л. Залищаком в позднемезозойский ныгваганский комплекс щелочных гранитов, сформированный в одну интрузивную фазу. Он включает собственно щелочные граниты, жилы грорудитов, сельвсбергитов, аплитов, фениты, фенитизированные ксенолиты и породы экзо-контактных зон. Щелочные граниты и связанные с ними породы характеризуются повсеместным присутствием рибекита, эгирина и астрофиллита. Единого мнения относительно возрастного положения щелочных гранитов не существует. Большинство исследователей района, основываясь на цифрах радиометрического возраста, рассматривает щелочные граниты как одну из фаз позднепротерозойского вулканоплутонического улканского комплекса. Однако цифры радиометрического возраста, полученные разными методами для пород не всегда ясного генезиса, дают интервал от 2000 до 100 млн. лет. Достоверно установлено, что щелочные граниты являются по времени образования самыми поздними.

Представляется вероятным рассматривать щелочные граниты Алданского щита, в том числе и ныгваганского комплекса, Джугджура и Охотско-Чукотского пояса как более или менее синхронные меловые интрузии и объединять в единый интрузивный комплекс формации щелочных гранитов. В Становой складчатой области интрузии щелочных гранитов относят к самым поздним фазам мезозойских гранитоидов или к самостоятельным комплексам. Иногда наблюдается их общее омоложение с запада на восток.

В Хингано-Бурейском регионе щелочные гранитоиды известны в среднем течении р. Бурей (от устья р. Тырмы и ниже) и в бассейне р. Мельгина (правый приток р. Бурей). По р. Бурее эгирина-рибекитовые граниты образуют цепочку (длиной около 60 км) небольших массивов вдоль северо-восточного разлома, залегают в палеозойских гранитоидах и рвут меловые кислые эффузивы. В бассейне р. Мельгина многочисленные дайки и меловые штоки грорудитов и сельвсбергитов образуют широтную полосу. Они относятся к самому молодому октябрьско-нораханскому комплексу и прорывают угленосные отложения нижнего мела. На юге региона в хр. Даур тела (до 1 км<sup>2</sup>) рибекитовых гранитов прорывают, по И. А. Тарарину, меловые эффузивы и все гранитоиды [83].

В Сихотэ-Алинской складчатой системе массивы щелочных гранитов известны в различных структурно-фациальных зонах: Сицинский массив (25 км<sup>2</sup>) в Южно-Приморской зоне, м. Орлова в Прибрежной зоне, Колбинский (более 60 км<sup>2</sup>) и ряд массивов в Восточно-Сихотэ-Алинском вулканогенном поясе. Они относятся к самым поздним магматическим образованиям датского яруса — палеогена и слагают однофазные типичные гипабиссальные интрузии, которые включаются в четвертую фазу прибрежного комплекса. Для гранитов характерны миаролитовая текстура и эгирина-рибекитовый состав.

В Восточном Китае щелочные граниты, видимо широко распространенные, образуют гипабиссальные интрузии. Они считаются позднемеловыми и рассматриваются как последние проявления гранитоидного магматизма. В их составе преобладают рибекитовые граниты с анортноклазовым полевым шпатом и развиты эгирина-рибекитовые гранитные пегматиты.

Сравнительно детально щелочные граниты изучены в пределах п-ова Корея, там в датско-палеогеновый хакмусанский комплекс объединяют около десяти массивов, к наиболее крупным из которых относятся Хакмусанский (60 км<sup>2</sup>) и Чильпосанский (40 км<sup>2</sup>). Это однофазные интрузии эгирин-рибекитовых гранитов, сопровождающиеся серией жильных щелочных гранитов и пегматитов [21]. Аналогичные щелочные граниты известны на севере Вьетнама. Они рассматриваются некоторыми авторами как посторогенные в мезозоидах.

Единичные массивы встречены в активизированных зонах окраины Южно-Китайской платформы. Они описаны в составе нескольких комплексов сложной позднемеловой — палеогеновой эффузивно-интрузивной серии Фан-Си-Пан: Фу-Са-Фин — кварцевые ортофиры, комендиты, мелкие интрузии щелочных рибекитовых гранитов, Мьонг-Хум — гнейсовидные щелочные граниты, Нам-Се-Там-Дьонг — щелочные граниты и граносиениты, гранатсодержащие рибекитовые граниты.

Г. М. Томиловым в 1974 г. установлены эгирин-рибекитовые граниты на о. Педжантан в Южно-Китайском море, к западу в 150 км от о. Калимантан. Они представляют собой порфиридные среднезернистые породы с микропегматитовой структурой и состоят из кварца (30%), пертитового калинатрового полевого шпата (60%), рибекита и эгирина (10%), характерно развитие метасоматического шахматного альбита.

Северная Америка. В Североамериканских Кордильерах щелочные граниты встречаются в различной геологической обстановке. В северной части Каскадных гор, в штате Вашингтон, установлены щелочные (преимущественно рибекитовые) граниты, прорывающие позднемеловые — миоценовые известково-щелочные граниты батолитов. В Неваде и Юте наряду с гипабиссальными щелочными гранитами развиты туфы и лавы комендитов.

На юге Передового хребта Колорадо в докембрийском батолите Пайкс-Пик, в его юго-восточной части, распространены небольшие массивы (до 5 км<sup>2</sup>), дайки и многочисленные пегматиты щелочных гранитов с разнообразной редкометальной минерализацией, известные еще с конца прошлого века. Они выделяются в самый поздний комплекс Маунт-Роза (к западу от г. Колорадо-Спрингс), относящийся по возрасту тоже к докембрию (около 2 млрд. лет). Однако недавние определения возраста цирконов и торитов из щелочногранитных пегматитов дали цифры в пределах 120—240 млн. лет. Среди щелочных гранитов и пегматитов преобладают рибекитовые разности, местами содержащие эгирин, астрофиллит, биотит и другие минералы. Со щелочными гранитами тесно связаны предшествовавшие им во времени фаялит-биотитовые граниты.

Щелочные граниты известны в Монтане, Оклахоме, Юте, Аризоне.

Южная Америка. О распространении щелочных гранитов в Южной Америке известно мало. В Боливии Ф. Альфельдом описаны палеозойские рибекит-эгириновые граниты. В Береговом батолите позднемелового — эоценового возраста (центральная часть Перу) установлены небольшие (до 10 км<sup>2</sup>) тела поздних щелочных гранитов в районе Санта-Роза [113].

Австралия и Новая Зеландия. В Австралии, в Северо-Восточном Квинсленде, в составе пермско-раннетриасовых гранитов описаны небольшие массивы и дайки щелочных гранитов. Они проры-

вают аляскиты и представлены рибекитовыми гранитами, пегматитами и микрогранитами. В Квинсленде и Новой Зеландии описаны также комендиты и пантеллериты.

Антарктида. Антарктанды по развитию магматизма конца мела — начала палеогена сопоставляются с Андами. Этот магматизм завершается нормальными и щелочными гранитными интрузиями. В Западной Антарктиде известны выходы типичных щелочных (с эгирином и щелочным амфиболом) гранитоидов на равнине Бэрда (горы Ванс и Грэй). Щелочные граниты располагаются в эндоконтактной зоне массива сиенитов, жилы грорудитов — в граносиенитах. Щелочной гранит-порфир в разрозненных глыбах был также найден на о. Вандел, Земля Грейама.

\* \* \*

Генетическая самостоятельность формаций щелочных пород вытекает из того, что каждая из них в истории геологического развития региона проявляется только один раз, завершая, как правило, магматизм соответствующих эпох тектогенеза: герцинский (нефелиновые и щелочные сиениты), мезозойский (щелочные граниты), кайнозойский (щелочные базальтоиды). При этом наиболее крупные и дифференцированные комплексы расположены в соседних консолидированных зонах, приурочиваясь к глубинным, обычно поперечным разломам или к стыку разнородных структур. Проявление комплексов одной формации более или менее синхронно в удаленных друг от друга регионах Тихоокеанского пояса и отвечает одним и тем же этапам геологического развития этих регионов.

Глобальные закономерности щелочного магматизма выявляются при сравнении двух провинций — Алданской в юго-восточной части Сибирской платформы и Арканзас-Мексиканской, примыкающей с юга к Североамериканской платформе. Для обеих провинций характерны длительный щелочной магматизм от позднего палеозоя до мела (до палеогена в Северной Америке); пространственно разобщенные районы его проявления (в США они называются субпровинциями, в СССР — районами) в общей широтной провинции; одинаковый набор щелочных магматических комплексов — ультраосновных щелочных, нефелиновых и щелочных сиенитов, щелочных базальтоидов, щелочных гранитов.

Последовательность формирования комплексов во времени в обеих провинциях установлена недостаточно определенно, но в целом соответствует приведенному ряду. В обеих провинциях также выявлены кимберлиты. Отчетливо намечаются различия: в Алданской провинции преобладают калневые щелочные базальтоиды, в Арканзас-Мексиканской — натровые щелочные базальтоиды.

Однако для ряда комплексов Тихоокеанского пояса вопросы возраста и структурного положения остаются невыясненными или дискуссионными. Так, во многом неясны положение и генезис ультраосновных щелочных комплексов. Для некоторых комплексов щелочных гранитов достоверно не установлено время их формирования. Далека от разрешения проблема связи океанических щелочных базальтов и континентальных щелочных базальтоидных комплексов. В частности, не находит удовлетворительного объяснения исключительная приуроченность калиевых щелочных базальтоидов к областям развитой коры континентального типа.

Важным элементом обрамления Тихого океана являются окраинно-материковые вулканогенные пояса, связанные с интенсивной и длительной генерацией известково-щелочных магм в зоне сочленения с океаном. Главные признаки и значение этого типа структур были определены в работах Е. К. Устиева по Охотско-Чукотскому поясу, В. Дикинсона и В. Гамильтона по поясам Северной Америки. Особенно много внимания уделяется окраинно-материковым поясам в последнее десятилетие в связи с развитием и обсуждением представлений о зонах субдукции.

Обзор главнейших данных о вулканогенных поясах Тихоокеанского обрамления ставит цель выявить общность в их строении и развитии, а также присущие им индивидуальные черты. Самостоятельный интерес представляет геохронологическая корреляция магматизма в масштабах всего Тихоокеанского кольца и крупных его частей.

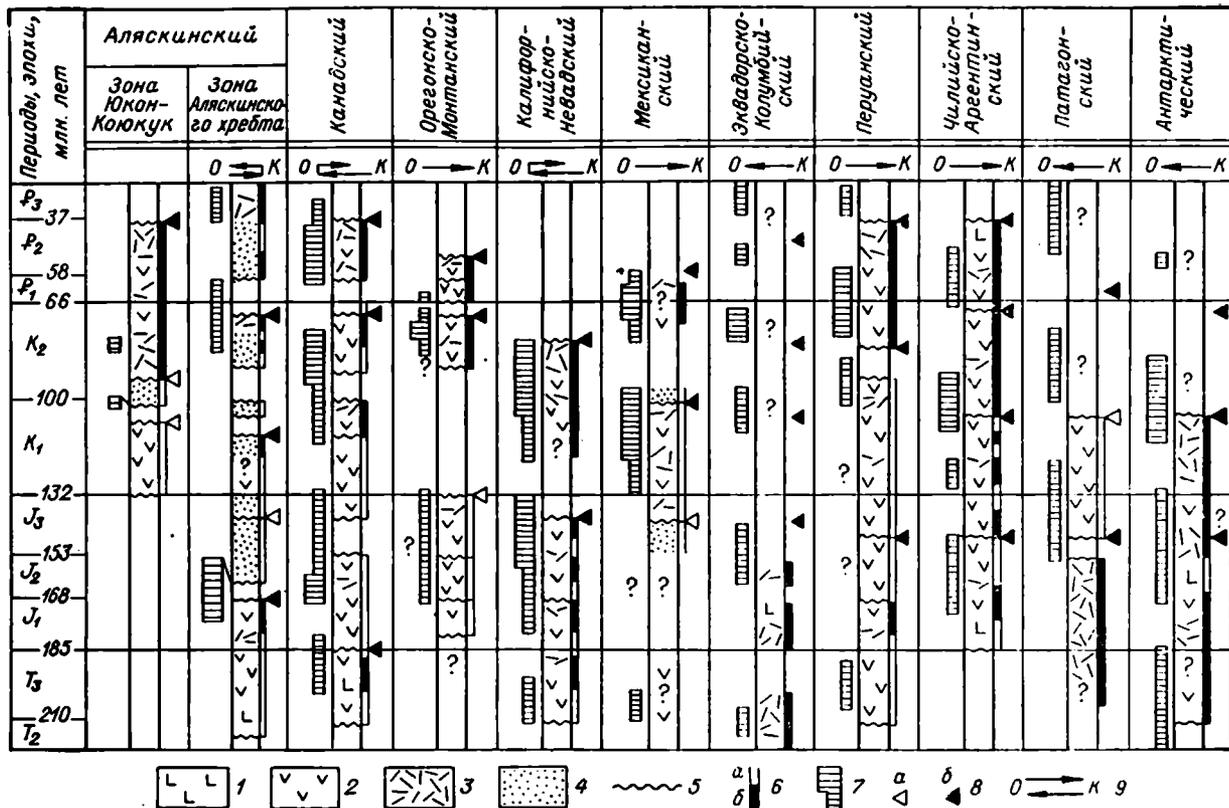
#### ЗАПАД СЕВЕРНОЙ И ЮЖНОЙ АМЕРИКИ

Вулкано-плутонические пояса окраинно-материкового типа прослеживаются почти на всем протяжении от Аляски до Огненной Земли. Время заложения, отмирания и максимальной активности поясов, состав и количество магматических образований и другие характеристики претерпевают изменения, которые сопряжены с тектонической неоднородностью обрамления Тихого океана. Поэтому последующее описание дано по отдельным сегментам, в основу положено традиционное подразделение Североамериканских Кордильер по Ф. Кингу и Анд по Г. Штейнману.

**Аляскинский сегмент.** Условия формирования вулкано-плутонических комплексов мезозоя в Кордильерах Аляски сложны и недостаточно исследованы. Наибольший интерес представляют зоны Юкон — Коюкук и Аляскинского хребта.

Вулканыты зоны Юкон — Коюкук размещаются на всем протяжении Охотско-Чукотского пояса Азии — в широкой полосе от нижнего течения р. Юкона на северо-восток до  $145^\circ$  з. д., где вулканогенный пояс замыкается [146]. Комплекс основания представлен складчатым средним палеозоем и офиолитами перми и юры. К вулканогенному поясу можно отнести образования мела и палеогена, разрез их имеет трехчленное строение: 1) нижняя серия (ранний мел) — до 1500 м андезитовых туфов, лав и вулканомиктовых песчаников, сформировавшихся в мелководно-морской среде; пирокластические породы преобладают над эффузивными; 2) средняя серия (альб-сеноман) — от 3000 до 6000 м песчаников, алевролитов и паралических угленосных отложений; 3) верхняя серия (поздний мел — палеоген) — до 1000 м лав и туфов, связанных с субаэральными извержениями латитового и риолитового состава. Серии разделены стратиграфическими несогласиями, нижняя и средняя деформированы в складки, верхняя лишь полого изогнута и нарушена сбросами. Интрузивный элемент представлен монзонитами, сформировавшимися в два этапа: в альбе (99—102 млн. лет) они внедрились в вулканыты нижней серии, в сеноне (81—82 млн. лет) они интродировали нижнюю и среднюю серии (рис. 21, 1). Андезитовый вулканизм неокома и интрузии обоих этапов распространялись и на протянувшуюся южнее тектоническую зону Кускоквим.

Рис. 21. Корреляционная диаграмма развития окраинно-материковых вулканогенных поясов американского и антарктического обрамления Тихого океана (триас — палеоген). Составил М. Г. Ломизе.



1—3 — проявления вулканизма (1 — базальтового, 2 — андезитового, 3 — дацитового и риолитового); 4 — осадконакопление без вулканизма; 5 — главные стратиграфические несогласия; 6 — полоса справа от колонок: подводно-морские (а) и субаральные (б) условия вулканизма и осадконакопления; 7 — интрузивный магматизм, ширина полосы отражает его относительную интенсивность; 8 — главные фазы дислокаций: альпийских (а) и германических (б); 9 — стрелки над колонками указывают направление латеральной миграции магматизма: вглубь континента (K) или к океану (O).

Если магматические образования зоны Юкон — Коюкук можно предполагать восточным продолжением Охотско-Чукотского пояса, то вулканогенный пояс Аляскинского хребта, расположенный по отношению к нему кулисообразно, начинается собой грандиозную систему окраинно-материковых поясов американского обрамления Тихого океана. Он протянулся более чем на 1500 км от п-ова Аляска вдоль Аляскинского хребта, гор Талкитна и Врангеля. Ширина пояса до 230 км, значительная часть его скрыта водами прол. Шелихова и зал. Кука, граница с молодыми складчатыми комплексами Прибрежной тектонической зоны, выраженная надвигами и взбросами, следует вдоль о. Кодьяк, п-ова Кенай и далее на восток. Не исключено, что пояс продолжается на шельфе Берингова моря вдоль края Алеутской впадины, поскольку на окончании п-ова Аляска позднемезозойские структуры поворачивают на северо-запад и в этом же направлении уходят выявленные аэромагнитной съемкой положительные аномалии.

Формирование вулканоплутонического пояса Аляскинского хребта началось поздне триасовым андезитовым вулканизмом и интрузиями ранней — средней юры, а в меловое время и в палеогене продолжалось преимущественно в интрузивной форме (рис. 21). На палеозойском комплексе основания, который представлен зеленосланцевыми породами с телами ультрабазитов, залегает мощная (3500—4000 м) осадочно-вулканогенная серия, которая начинается породами верхней части среднего триаса, охватывает верхний триас и лейас [146]. Вулканисты переслаиваются с осадками в нижней части серии и почти полностью слагают ее верхнюю часть — так называемую формацию Талкитна. Извержения происходили в морских, а в позднем лейасе и в континентальных условиях; развиты андезиты, базальты и дациты, первые из них преобладают. В северном направлении вулканисты замещаются осадочными породами.

Одновременно с вулканизмом началось становление одного из крупнейших в Кордильерах батолита Аляскинского хребта (Талкитна-Чигмит) и сопровождающих его более мелких тел, прослеженных почти на всем протяжении пояса. Они протянулись на некотором удалении от южного края зоны и внедрялись в родственную им по составу формацию Талкитна, поднимая и раздвигая слои вулканических пород, которые сминались в складки. На синтетектонический характер внедрений указывают согласные контакты. Состав интрузивных пород варьирует от габбро до кварцевого монцонита, но преобладают кварцевые диориты и гранодиориты. Наиболее основные члены ряда внедрялись вначале. С течением времени вкрест простирания батолита (в глубь континента) систематически нарастали щелочность (особенно содержание калия) и кислотность пород, падала их глиноземистость. Возраст батолита 154—176 млн. лет. Интрузивный процесс завершился в средней юре, когда вулканоплутонический пояс Аляскинского хребта был поднят. Продукты разрушения слагающих его пород поступали в средней и поздней юре в прогиб Матануска, протянувшийся вдоль южного края пояса.

Позже в зоне Аляскинского хребта происходило внедрение лишь сравнительно небольших интрузивных тел, отвечающих по составу кварцевому диориту, гранодиориту, кварцевому монцониту, реже граниту. Они датируются поздним мелом — палеогеном (58—83 млн. лет), когда внедрения сместились к северу от осевой линии юрского батолита. Затем в позднем эоцене — олигоцене (26—38 млн. лет) интрузивный процесс переместился обратно на юг. С каждым из этих интрузивных

комплексов коррелируется небольшое количество пирокластических вулканитов.

Канадский сегмент. Вулканогенный пояс Канадского сегмента служит непосредственным продолжением пояса Аляскинского хребта и протянулся на 1700 км через юго-восточные районы штата Аляска, территорию Юкон и Британскую Колумбию. Формирование пояса было длительным (с позднего триаса до палеогена) и многофазным. На протяжении этого времени магматическая активность неоднократно смещалась в латеральных направлениях, поэтому современная ширина вулканоплутонического пояса достигает 500 км. Комплекс основания разнороден: главная часть пояса (в Береговых хребтах, Внутренних плато и на западе зоны Каснар — Оминека — Колумбия) покоится на геосинклинальном палеозое, включающем тела альпийского типа гипербазитов и испытавшем складчатость и метаморфизм в среднем триасе (талътанский тектогенез). Восточный край вулканогенного пояса в горах Колумбия наложен на докембрийские комплексы кратона. Западный его край в зоне Инсуляр (от островов Королевы Шарлотты до Ванкувера) оформился сравнительно поздно и перекрыл геосинклинальные с толеитовыми базальтами и спилитами комплексы позднего триаса.

Главная масса вулканитов пояса принадлежит верхнетриасовой «группе Никола» (до 3800 м), которая в основном (75%) сложена подводно-морскими и субаэральными лавами и туфами андезитового и базальтового состава\*. Восточнее их замещают андезитовые и дацитовые вулканиты формации Касло (до 2 км). В юре вулканизм продолжался преимущественно в морских условиях, в центральной части пояса накопились андезитовые, реже базальтовые и риолитовые вулканиты серий Такла и Хазельтон. На востоке, в горах Колумбия, они выклиниваются, замещаясь терригенной формацией Россланд с подчиненными горизонтами андезитов и латитов. На западе, в зоне Инсуляр, раннеюрская формация Бонанза (до 2 км) содержит андезитовые и дацитовые туфы и эффузивы. В Береговых хребтах к средней юре относят метаморфизованные андезиты и дациты формации Харрисон-Лейк. Там же выше по разрезу описаны андезиты среди терригенных формаций Файер-Лейк и Гамбьер (верхняя юра — неоком). Дж. Саудер относит триасово-юрские вулканиты пояса к известково-щелочному и щелочному петрохимическим типам.

Начиная с апта установилась субаэральная обстановка вулканизма, но его интенсивность снизилась, а накопление продуктов нередко ограничивалось небольшими участками территории. В центре пояса к апту относят андезитовые, дацитовые, базальтовые и риолитовые вулканиты группы Спенсер-Бридж (до 1 км), а к альбу — андезитовые и базальтовые вулканиты группы Кингвейл (до 1000 м). Поздним мелом датируют андезиты Миднайт-Пик (уже в пределах штата Вашингтон). Исключение составляют андезиты Береговых хребтов на западе пояса,

---

\* Геосинклинальные подводные вулканиты составляют с вмещающими их отложениями самостоятельную серию пород, слабо связанную (чаще оторванную) с формированием существенно континентальных вулканогенных образований, которые образуют рассматриваемые в настоящем разделе окраинно-континентальные вулканогенные пояса. При характеристике восточноазнатских звеньев пояса мезозойские геосинклинальные толщи с субмаринными вулканитами (например, Тайгоноса) не описывались в составе пояса. М. Г. Ломизе имеет свою точку зрения, которая отражена в написанном им разделе. (Прим. ред.).

формировавшиеся по-прежнему в морской среде в составе верхнемеловых формаций Хельм-Чеакамус и Импетрум. Палеогеновый вулканизм представлен континентальными формациями Кэмлупс, Принстон, Мидуэй и Мэтхосин (эоцен) мощностью до 2 км [176]. Преобладали эксплозивные извержения кислой и средней магмы, в северных районах много игнимбритов. Состав варьирует от риолитов (через трахиты и трахиандезиты) до фонолитов.

С самого начала вулканизм сопровождался внедрением интрузий, однако относительная роль каждого из этих проявлений магматической активности заметно менялась от этапа к этапу (см. рис. 21). Радиологические датировки интрузивных пород занимают весь интервал от позднего триаса до миоцена. Выделяются кульминации в средней юре (около 165 млн. лет), позднем мелу (75—95 млн. лет) и эоцене (около 45 млн. лет), наибольшее значение имели две последние [160]. В позднем триасе внедрения начались там же, где и вулканизм — в зоне Внутренних плато. В дальнейшем максимум интрузивной активности постепенно смещался в сторону океана, но на этом фоне замечены локальные и более кратковременные тенденции обратного направления. Так, в грандиозном батолите Береговых хребтов с раннего мела до палеогена интрузивный процесс развивался с запада на восток.

Преобладающий состав пород менялся во времени от гранодиоритового и кварц-монцитонитового в мезозое до кварц-диоритового в палеогене. Кроме того, фиксируются и латеральные изменения состава синхронных интрузивных масс по направлению в глубь континента: нарастают содержание калия, отношения  $Rb/Sr$ ,  $^{87}Sr/^{86}Sr$ , убывают  $K/Rb$  и содержание стронция. Однако эти изменения в значительной мере затухиваны отмеченной выше поперечной миграцией магматизма. Именно последняя обусловила известную «кварц-диоритовую линию» Дж. Мура, которая, как оказалось, представляет собой не столько фациальную, сколько возрастную границу [160]. Значительные вариации состава наблюдаются и внутри отдельных интрузивных тел. Примером сложного массива может служить позднемеловая интрузия Спущум на юге Береговых хребтов. При диаметре 10—15 км она сложена в центральной части гиперстен-авгитовыми диоритами, которые последовательно сменяются по периферии авгит-гиперстен-роговообманковыми, биотит-гиперстен-роговообманковыми диоритами и тоналитами.

Дислоцированность слоистых толщ вулканогенного пояса неодинакова на разных участках. Важно отметить, что в центральной его части структура сравнительно проста. Деформации всех главных фаз — на рубеже триаса и юры, в позднем мелу и в конце эоцена — ограничались изгибом слоев и блоковыми перемещениями [176].

Орегонско-Монтанский сегмент. Этот сравнительно небольшой сегмент представляет собой наиболее сложный тектонический узел Кордильер. Можно полагать, в частности, что в палеогене окраинно-материковый вулканогенный пояс был на этом отрезке изогнут в крутую дугу, которая вдается в глубь континента на расстояние более 700 км в штате Айдахо. На эту дугу несогласно наложены прямолинейные структуры молодых вулканических полей Каскадных гор, Колумбийского плато и Снейк-Ривер, покрывающих большую часть рассматриваемого сегмента.

Длина вулканогенного пояса, измеренная по дуге от северных гор Кламат к поднятию Очоко — Блю-Маунтинс и далее на северо-запад, превышает 1100 км. Комплекс основания пояса гетерогенный: на океа-

нической стороне это складчатые палеозойские породы с альпинотипными гипербазиитами, с ними тесно связаны отложения триаса и низов лейаса; на континентальной стороне основанием служат докембрийские кристаллические породы кратона и перекрывающий их миогеосинклинальный чехол.

Поскольку вулканогенный пояс обнажается фрагментарно, сведения о нем отрывочны. В центральном Орегоне на породы основания дискордантно ложится мощная (свыше 5 км) вулканогенно-осадочная серия нижней (плинсбах — тоар), средней и верхней юры, разделенная несогласиями. Вулканический материал андезитового, реже риодацитового состава представлен главным образом туфогенными песчаниками и туфами, лавовых потоков немного. По-видимому, серия формировалась на некотором удалении от вулканической гряды (располагавшейся восточнее?), в условиях шельфа. Туфогенно-осадочный материал преобладает и на севере гор Клатат, где известна верхнеюрская часть разреза.

О вулканизме мела и палеогена можно судить по мощным толщам, размещенным спорадически в более восточных территориях (штат Монтана). Это «вулканиты Эльхорн-Маунтинс» сенонского возраста — субаэральная формация преимущественно андезитового состава мощностью до 3 км. В средней ее части наблюдаются пепловые потоки кислого состава. Более молодые образования представлены вулканитами Адель (возраст 65 млн. лет) [101] и раннеэоценовыми вулканитами Лоуланд-Крик, в которых преобладают кварцевые латиты и дациты с возрастом 48—50 млн. лет. В западном направлении в Орегоне субаэральные вулканиты замещаются мелководно-морскими песчаниками верхнего мела с галькой гранитов и вулканических пород.

Среди интрузивных тел особенно известны крупный батолит Айдахо, а также расположенные к востоку от него батолиты Филипсбург и Боулдер. Интрузивные образования выступают из-под молодых лав и на севере штата Вашингтон, где образуют батолиты Лун-Лейк, Колвилл, Челан, Катедрал и др. Во времени интрузивный процесс смещался на восток — в глубь континента. Предполагается, что внедрения начались в середине мезозоя и достигли кульминации в позднем мелу, 73—79 млн. лет назад. На востоке, в бассейне Сан-Ривер, возраст интрузий снижается до 65 млн. лет (см. рис. 21).

Р. Тиллингом подробно изучен батолит Боулдер в Западной Монтане. Это сложное тело размером 50×100 км формировалось в сеноне (68—78 млн. лет), представлено оно породами от габброидов до аляскитов, преобладают кварцевые монзониты. Установлена последовательность внедрения расплавов от основных к кислым. Батолит интрузирует сенонские вулканиты Эльхорн-Маунтинс и перекрыт раннеэоценовыми вулканитами Лоуланд-Крик; весьма детальный анализ привел исследователей к выводу о генетическом единстве всех этих магматических образований, формировавшихся последовательно. Выделив в батолите Боулдер породы главной серии и породы натровой серии, Р. Тиллинг показал, что по химическому составу и изотопам свинца первые сходны с вулканитами Эльхорн-Маунтинс, вторые — с вулканитами Лоуланд-Крик. Сходные интрузивные и вулканические образования ассоциируют пространственно и произошли, по-видимому, из единых магматических источников. Вместе с тем установлено, что сравнительно основные магматические расплавы были в ходе вулканизма почти полностью выведены на поверхность, в то время как более кислые кристаллизовались

на глубине, образуя кварцевые монзониты, и лишь изредка прорывались на поверхность, порождая пепловые потоки.

Одновременно с магматизмом с запада на восток смещалась и область активных тектонических деформаций, которые происходили в несколько фаз с юры до палеоцена. Как уже отмечалось выше, коренная структурная перестройка произошла в эоцене, когда уже сформировавшийся вулканогенный пояс был деформирован и перекрыт комплексами с новым структурным планом.

**Калифорнийско-Невадский сегмент.** В пределах этого сегмента доступны наблюдению и подробно изучены не только формации окраинно-материкового вулканогенного пояса (протянувшиеся на 1000 км от гор Кламат вдоль Сьерра-Невады в пустыню Мохаве), но также и замещающие их формации древнего шельфа и океанической окраины, которые выступают в Большой Долине и Береговых хребтах. Отчетливо прослеживается наложенный характер вулканогенного пояса по отношению к комплексу основания. Поворачивая от 40° с. ш. к юго-востоку, он пересекает более ранние структуры и переходит со складчатых палеозоид на миогеосинклинальные, платформенные серии и их докембрийский кристаллический фундамент.

В центральной части пояса вулканиды сохранились плохо, главным образом в виде останцов кровли огромного батолита Сьерра-Невады. Это мощные (более 8 км) толщи туфов, лав и субвулканических тел андезитового, дацитового, кварц-латитового и риолитового состава, в том числе игнибритов. Фаунистически доказан их поздне триасовый и лейасовый возраст, а в районе Тайлорсвиля также средне- и позднеюрский. Судя по осадочным прослоям, вулканизм был как мелководно-морским, так и субаэральным [121, 138]. Вулканиды протягиваются по простиранию в восточные горы Кламат, где в них появляются линзы рифогенных известняков. Петрохимические особенности эффузивных пород рассмотрели Дж. Роджерс и другие исследователи [164], подтвердившие их принадлежность известково-щелочному типу с высоким значением отношения калия к натрию.

В глубь континента вулканиды замещаются мелководно-морскими и континентальными отложениями, что можно наблюдать как в Западной Неваде, так и в пустыне Мохаве. В сторону океана также происходит выклинивание вулканидов, которые замещаются там шельфовыми осадками. Соответствующая переходная фация выражена на западных склонах Сьерра-Невады и в западных горах Кламат.

Хотя наличие вулканидов мелового возраста на Калифорнийско-Невадском отрезке пояса нигде не установлено, есть основания полагать, что внедрение интрузий в это время сопровождалось субаэральными извержениями. Это подтверждают фаунистически датированные продукты размыва, периодически поступавшие со стороны вулканогенного пояса Сьерра-Невады в шельфовую область Большой Долины. Судя по ним, сначала состав продуктов извержения был преимущественно андезитовым, а с середины мела — кислым [138].

Интрузивные образования окраинно-материкового пояса на рассматриваемом отрезке представлены сложным батолитом Сьерра-Невады, а также более мелкими телами гор Кламат, Западной Невады и пустыни Мохаве. Пространственную обособленность интрузий Береговых хребтов связывают с более поздним правосторонним сдвигом по системе разломов Сан-Андреас. Состав варьирует от кварцевого диорита до гранита, наблюдаются и более основные разности, особенно

в сравнительно древних массивах. Преобладают кварцевые монзониты и гранодиориты. Последние независимо от возраста размещаются дальше от края континента, что согласуется с общим нарастанием содержания калия в этом направлении. Отмечается как сходство интрузивных и вулканических пород по химизму и первичному отношению  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , так и согласованное изменение состава тех и других во времени. Внедрение интрузий происходило с позднего триаса (210 млн. лет) до позднего мела (79 млн. лет) с кульминациями в позднеюрское и позднемеловое время. Самые древние элементы интрузивного комплекса находят обычно в его восточной части, средние по возрасту — в западной части, а самые молодые — в центре, это свидетельствует о последовательной миграции магматизма в западном, а затем в обратном направлении. Интрузивный процесс завершился уже в середине сенона (см. рис. 21).

Мексиканский сегмент начинается к югу от системы разломов Сан-Габриель — в хребтах Пенинсулар Южной Калифорнии, Юго-Западной Аризоне и далее на территории Мексики. Прямое продолжение окраинно-материкового вулканогенного пояса прослеживается вдоль п-ова Калифорния вплоть до его южной оконечности на протяжении 1500 км. Уже на этом отрезке изучение пояса затруднено позднейшими структурными преобразованиями: рифт Калифорнийского залива расщелил вулканогенный пояс в продольном направлении и в ходе последующего раздвига отделил его главную часть от континента. Далее на юг, за широтными разломами системы Кларифон, где появляется Центральноамериканский глубоководный желоб, окраинно-материковый пояс почти полностью срезан современным краем шельфа и поглощен океаном. На протяжении еще 1200 км вдоль склонов Южной Сьерра-Мадре до Сьерра-де-Чианпас прослеживаются лишь разрозненные интрузивные тела, которые, по-видимому, окаймляли вулканогенный пояс с северо-востока. Другая, юго-западная граница пояса может быть намечена только на п-ове Калифорния по выходам формаций океанической окраины (аналогичных францисканской формации Калифорнии) вдоль его Тихоокеанского побережья.

В Южной Калифорнии и Соноре вскрывается тот же комплекс осадочных пород, что и на севере: кристаллические породы докембрия, перекрытые осадочными толщами палеозоя. В Южной Сьерра-Мадре их сменяют складчатые и метаморфизованные палеозоиды.

Вулканические образования мезозоя в Южной Калифорнии имеют дацитовый, андезитовый, риолитовый состав и вместе с терригенными отложениями достигают нескольких километров мощности. На западных контактах батолита в хребтах Пенинсулар известны агломераты, брекчии, туфы и лавы андезитового и кварц-латитового состава, среди которых есть прослои с морской фауной поздней юры. Южнее, на п-ове Калифорния, прослеживается мощная мелководно-морская вулканогенно-осадочная толща верхней юры — нижнего мела. Это туфогенные породы, туфы, брекчии и лавы андезитового и дацитового состава [138]. Они с несогласием перекрыты терригенными отложениями верхнего мела. Судя по интрузивной деятельности, вулканизм, вероятно, продолжался в позднем мелу и начале палеогена, но был смещен восточнее.

Внедрение интрузий, связанных с вулканогенным поясом, началось в позднем триасе и завершилось в раннем эоцене 55 млн. лет назад. Наиболее распространены интрузивные тела середины мела и конца мела — палеогена (см. рис. 21). Первые представлены весьма круп-

ным Южно-Калифорнийским батолитом и непосредственно продолжающим его батолитом Сан-Педро-Мартир (общая длина 800 км), батолитом Ла-Пас на юге п-ова Калифорния, а далее отдельными массивами на склонах Южной Сьерра-Мадре, в том числе батолитом Мичоакан-Герреро. Более поздние, главным образом палеоценовые, сравнительно небольшие интрузии протянулись восточнее, на краю континента — через пустыню Сонора, склоны Западной Сьерра-Мадре (где размещается батолит Синалоа), склоны Центральной Месы, а затем вдоль Южной Сьерра-Мадре. Таким образом, интрузивный процесс заметно смещался в глубь континента.

Центральноамериканский сегмент. Небольшие разрозненные тела гранитоидов конца мела — палеоцена продолжают на территории Гватемалы, Гондураса и севера Никарагуа [162], где древние структуры метаморфического фундамента и мезозойского чехла смещены левосторонними сдвигами, поворачивают на восток и обрываются на шельфе Колумбийской котловины Карибского моря. В этом же восточном направлении протянулась полоса, в которой среди мелководно-морских и континентальных отложений мезозоя встречаются вулканиты. Продукты юрского — неокомского субаэрального вулканизма описаны в бассейне Рио-Гуампу (Гондурас), где наряду с туфогенными породами обнажается до 150 м андезитов. В отложениях, относимых к верхнему мелу, на всем протяжении широтной полосы от западного окончания Центрального хребта Гондураса до Рио-Гуампу наблюдаются туфы и туфогенно-осадочные породы кислого, реже андезитового состава; в одном из разрезов формации Крусеро Р. А. Миллсом и другими исследователями описано около 100 м дацитов. Можно полагать, что эти вулканиты, как и упомянутые выше мелкие интрузии, характеризуют периферию вулканогенного пояса. Вероятно, он находился юго-западнее и, как у южнотексиканского побережья, был поглощен океаном.

Далее на юго-восток через южные районы Никарагуа, Коста-Рику и Панаму на 1000 км тянется перемычка, возникшая лишь в кайнозой на смятых в складки верхнемеловых океанических осадках, радиоларитах и офиолитах комплекса Никойя. За ней в Андах начинается продолжение структур древнего метаморфического фундамента, прервавшихся по другую сторону Колумбийской котловины. На этом фундаменте появляются и формации вулканогенного пояса.

Экваторско-Колумбийский сегмент протянулся в юго-западном направлении на 1500 км. Это единственный отрезок американского обрамления, где широкая прибрежная полоса сложена окраинно-океаническими формациями мезозоя: глубоководными осадками и офиолитами, смятыми в складки и метаморфизованными. Приблизительно за линией разломов Гуаякиль-Долорес в мезозое начался континент, край которого выступал в поднятиях Антиокия и Реаль. Длительное время (с триаса до эоцена) эта линия поднятий контролировала магматизм, который проявился в несколько этапов преимущественно в интрузивной форме. Вулканизм, сравнительно слабый, был с самого начала субаэральным, главным образом риолитовым, но в обстановке устойчивых поднятий его продукты почти не сохранились. Поэтому окраинно-материковый вулканогенный пояс как цельный структурный элемент на рассматриваемом отрезке отсутствует.

Комплексом основания служат докембрийские кристаллические породы Южноамериканского кратона, метаморфический нижний палеозой и осадочные толщи среднего — верхнего палеозоя. Вулканизм на-

чался в триасе на восточной стороне поднятия Антиокия (Центральный хребет Колумбии). Извержения риолитовых, реже средних по составу магм возобновились там же в лейасе и завершились излияниями щелочных базальтоидов [107]. В сходной обстановке проявился среднеюрский вулканизм поднятия Реаль, откуда пирокластический материал поступал на восток в Субандийский прогиб.

Внедрение интрузий началось в позднем триасе или несколько раньше. Вдоль восточного края поднятий в тесной связи с вулканизмом внедрились сравнительно небольшие тела гранитоидов с повышенной щелочностью, возраст одного из них 210 млн. лет (см. рис. 21). Последующие этапы внедрения представлены там же диоритами и кварцевыми диоритами (160 млн. лет), кварцевыми диоритами (142—143 млн. лет). В меловой период интрузии сместились западнее, в осевую часть поднятия. Известны гранитоиды с возрастом 110 млн. лет, кварцевые диориты с возрастом 95 млн. лет. Кульминация магматизма приходится на конец позднего мела (68—80 млн. лет), когда сформировались крупные гранитоидные батолиты, такие, как Антиокия и Сонсон. Со следующим этапом связан батолит Эль-Боске с возрастом 49 млн. лет. Наконец, в олигоцене (24—36 млн. лет) интрузивный процесс сместился еще западнее, на консолидированные к этому времени океанические комплексы мезозоя, причленившиеся к краю континента.

Перуанский сегмент протяженностью почти 2000 км представляет собой часть Центральных Анд, сформировавшихся на сопряжении континента с океанической плитой Наска и Перуанско-Чилийским глубоководным желобом. Именно в Центральных Андах окраинно-материковый вулканогенный пояс развит наиболее полно, хорошо сохранился при последующих тектонических преобразованиях и может служить эталоном соответствующей категории вулканоплутонических комплексов.

С позднего триаса до середины мела накопление вулканитов происходило в сравнительно узком (50—100 км) прогибе Касма — Наска, который отделялся от океана выступами докембрийско-палеозойского сиалического основания. В ходе извержений, происходивших в мелководно-морской, реже субаэральной обстановке, образовались формации Ямайо (верхний триас, 1 км) и Чоколоте (лейас, 900—3500 м) на юге, которым на севере соответствует группа Занья (до 3 км). К средней и верхней юре относят формации Гуанерос на юге, а также Рио-Гранде и Хагуай севернее, близ городов Ика и Наска (их мощности 2500—3600 и 2200 м). В районе Лимы титон-берриас представлен формацией Пуэнте-Пьедра (1800 м). К середине мела относят формации Касма на юге и Айябака на севере, их мощности около 4 км. Преобладают андезитовые породы, хотя есть и дацитовые.

После перуанской фазы тектогенеза в середине сенона вулканически активная зона сместилась в глубь континента на 75—100 км, где в субаэральных условиях возник вулканогенный пояс Калипун. Сведения об этом поясе были недавно опубликованы [54]. При общей мощности до 6000 м преобладают породы андезитового состава, но на юге в формации Токепала до половины их приходится на риолитовые и дацитовые (см. рис. 21).

Грандиозный Андийский батолит спаял воедино вулканиты зоны Касма — Наска с более молодыми вулканитами Калипуни. Его главными подразделениями являются батолит Арекипа и продолжающий его к северу от Писко Береговой батолит. Внедрения начались в позднем

триасе (188—204 млн. лет), по-видимому, продолжилась в юре и раннем мелу, но достигли наибольшей силы в позднем мелу и палеогене (85—102, 26—36 млн. лет, но особенно в интервале 54—78 млн. лет, т. е. с позднего сенона по ранний эоцен, когда формировался пояс Калипун [171]). Интрузивный процесс устойчиво смещался в глубь континента. Состав пород (%) варьирует от габбро до гранита при следующем соотношении (для Берегового батолита), %: габбро и диориты — 15,9; тоналиты — 57,9; адамеллиты — 25,6; граниты — 0,6. Последовательность внедрения была направлена от основных расплавов к кислым. Весьма детальные исследования М. А. Басселом и другими геологами интрузивных комплексов, в том числе кольцевых, обнаружили признаки их кристаллизации на малых (от 3 км) глубинах при непосредственной и длительной связи с вулканическими аппаратами и явлениями кальдерного проседания.

Чилийско-Аргентинский сегмент охватывает всю остальную часть Центральных Анд, где окраинно-материковый вулканогенный пояс развит еще полнее. Сохраняется то же, что и в Перу, двучленное строение пояса, обусловленное скачкообразным смещением вулканизма в глубь континента. Древние формации (с лейаса по оксфорд), преимущественно морские, протянулись вдоль современного побережья в прогибе Арика — Вальпараисо. Более молодые формации (с кимериджа по палеоген), главным образом субаэральные, прослеживаются восточнее, где образуют мощный Арауканский вулканогенный пояс. Таким образом, переломный момент в развитии вулканизма, сопровождавшийся его латеральной миграцией и постепенной сменой морских условий наземными, наступил здесь значительно раньше, чем в Перу, в позднюрскую арауканскую фазу тектогенеза.

Строение и развитие вулканогенного пояса Чилийско-Аргентинских Анд, петрохимические особенности слагающих его пород были недавно подробно рассмотрены [54]. Он начал формироваться на гетерогенном сиалитическом основании в лейасе\*, локальные проявления вулканизма известны и для позднего триаса. Суммарная мощность вулканизов лейаса — оксфорда превышает 5 км, преобладают андезито-базальты известково-щелочного ряда, встречаются трахиты и латиты. К югу от 32° ю. ш. вырисовывается «риолитовый максимум Аконкагуа» с мощностью риолитовых и дацитовых пород около 2 км. Вулканизы Арауканского пояса образуют три серии: кимериджско-нижнемеловую (8 км), верхнемеловую (4500 м) и палеогеновую (2500 м), разделенные несогласиями. Они отражают последовательные стадии развития Арауканского пояса, сопровождавшиеся дальнейшим, хотя и незначительным смещением вулканизма в глубь континента, что привело к асимметрии общей синклинальной структуры пояса. Породы всех трех вулканических серий укладываются в дифференциационные ряды от известково-щелочных андезитов до риолитов. Последние концентрируются в пределах риолитового максимума Санта-Крус (32—37° ю. ш.).

Имеющиеся к настоящему времени датировки позволяют утверждать, что внедрение интрузий, связанных с поясом, происходило с позднего лейаса до среднего эоцена в четыре этапа: 145—173, 120—130, 90—110 и 47—68 млн. лет [54, 98]. Интрузии первого этапа по составу, возрасту и локализации коррелируются с вулканитами прогиба Арика — Вальпараисо; интрузии последующих трех этапов — с тремя вулканиче-

\* См. сноску на с. 86.

скими сериями Арауканского пояса (см. рис. 21). Преобладающий состав менялся от диоритового и тоналитового в юре до гранодиоритового и адамеллитового в палеогене. Согласованная миграция в восточном направлении и геохимическое сходство позволяют предполагать «кровное родство» одновозрастных интрузивных и вулканических образований.

Патагонский сегмент Анд протянулся на 1900 км до Огненной Земли и о. Эстадос, его южная часть была отогнута к востоку и нарушена левосторонними сдвигами при образовании островной дуги Скоша. Один из фрагментов, смещенный далеко на восток, выступает на окончании подводного северного хр. Скоша в виде о. Южная Георгия. В Патагонских Андах массовые проявления субаэрального кислого вулканизма начались в юре, а возможно, и позднем триасе. Его продукты — туфы, игнимбриты и подчиненные им лавы, варьирующие по составу от риолитов до кварцевых латитов, лежат с несогласием на сиалическом докембрийско-палеозойском основании. Интрузии соответствующего возраста неизвестны. Разлом, протянувшийся дугой вдоль Патагонского хребта и далее к прол. Бигль, резко ограничивает обширное поле кислого вулканизма, которое, согласно Х. Замбрано и К. Урьену, прослежено буровыми скважинами вплоть до Атлантического шельфа. Этот разлом намечает, по-видимому, западный край раннемезозойского континента, поскольку за ним, в полосе от Патагонского архипелага к о. Наварино и к Южной Георгии, выступают офиолиты.

Еще далее на запад размещалась отчлененная от континента полоса, о которой можно судить по терригенному палеозою на западе Патагонского архипелага и по выступающему из-под него метаморфическому цоколю. Начиная с поздней юры (после арауканской фазы тектогенеза?) вдоль этой полосы начался мощный известково-щелочной магматизм и формировался вулкано-плутонический пояс (см. рис. 21). Его интрузивные элементы представлены гранодиоритами, кварцевыми диоритами и роговообманково-биотитовыми диоритами огромного Патагонского батолита шириной до 60 км, первый этап формирования которого падает на позднюю юру — валанжин (120—155 млн. лет). Андезитовая пирокластика и отдельные лавовые потоки начали поступать в офиолитовый бассейн, где отлагались поверх офиолитов в туфогенном флише нижнего мела. К началу позднего мела флишевый бассейн замкнулся. С этого времени вулкано-плутонический пояс, который с поздней юры представлял собой обособленную от континента вулканическую островную дугу, снова стал развиваться как окраинно-материковая структура. Очередные этапы внедрения Патагонского батолита имели место в позднем мелу (75—100 млн. лет) и со среднего эоцена (50 млн. лет и позднее) [137]. При этом некоторые, хотя и небольшие интрузивные тела с возрастом около 55 млн. лет распространились вплоть до хр. Дарвина, т. е. разместились уже по другую сторону зоны офиолитов и туфогенного флиша. Обстановка предполагаемого позднемелового и палеогенового вулканизма была, по-видимому, субаэральной.

## ПРИТИХООКЕАНСКАЯ АНТАРКТИДА

Антарктический сегмент протянулся на 1500 км вдоль Антарктического полуострова и еще на столько же вдоль побережья Западной Антарктиды — от Берега Эйтса до Берега Сондерса (Земля Мери Бэрд) [31, 70]. Этот сегмент, согласно У. Д. Дизлу и другим,

был отделен от Патагонского при образовании островной дуги Скоша, когда Антарктический полуостров был изогнут к востоку и нарушен правосторонними сдвигами. Его фрагмент выступает над подводным южным хребтом Скоша в 600 км восточнее в виде Южных Оркнейских островов.

В отличие от Патагонского вулканогенный пояс Антарктиды на всем протяжении своего развития не отделялся от континента и устойчиво занимал окраинно-материковое положение. С самого начала господствовали субаэральные условия извержения. Вулканиды залегают с несогласием на докембрийско-палеозойском сиалическом основании и нарушены лишь пологими изгибами и разрывами; складчатость описана только в районе Берега Ласситера.

На п-ове Тринити и Земле Грейама вулканиды образуют серию Оскар мощностью до 3 км. Преобладают риолитовые, риодацитовые и дацитовые породы. Андезиты и более основные разновидности встречаются реже и тяготеют к океанической стороне пояса. Считается доказанным среднеюрско-раннемеловой возраст серии, но есть и более древние датировки (160—190 млн. лет). Высказывается мнение, что накопление вулканидов могло начаться еще в позднем триасе (см. рис. 21).

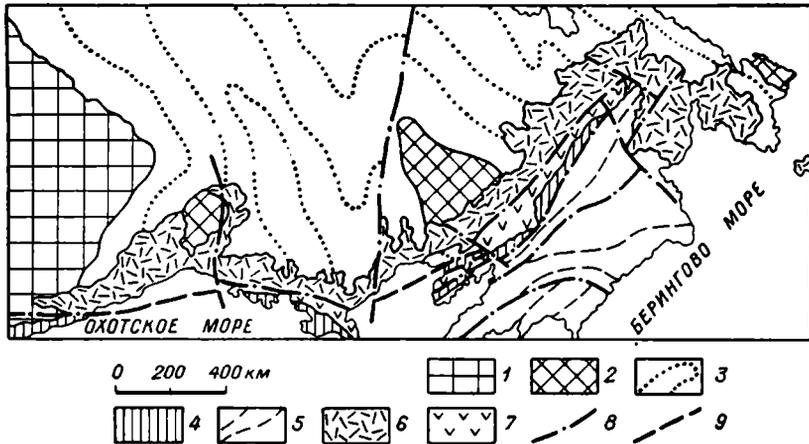
Южнее, на Земле Палмера и о. Александра, вулканиды подчинены терригенной мелководно-морской серии Латади (средняя — верхняя юра, возможно, и лейас). Наконец, отдельные выходы андезитов и реже риолито-дацитов с датировками 145—200 млн. лет (верхний триас — юра) обнаружены на о. Терстон (у Берега Эйтса) и на полуостровах Бэр и Мартин (Земля Мэри Бэрд).

Интрузивный процесс проявился с большой полнотой. Он начался уже во второй половине триаса внедрением амфибол-биотитовых и биотитовых гранитов о. Терстен с возрастом 184—220 млн. лет. Следующий средне-позднеюрский этап (130—170 млн. лет) отмечен биотит-авгитовыми гранодиоритами, кварцевыми диоритами и плагиогранитами Антарктического полуострова, а также штоками высокоглиноземистых габбро на о. Терстон. Как по времени, так и по составу, эти интрузии увязываются с вулканическими проявлениями Антарктиды. Интрузивная форма магматизма стала господствующей и достигла кульминации в конце раннего — начале позднего мела (85—115 млн. лет), когда сформировалась большая часть андийской интрузивной серии Антарктического полуострова: габбронды, кварцевые диориты, гранодиориты, плагиограниты, щелочные граниты. Им близки по возрасту диориты, адамеллиты и граниты Берега Эйтса и восточной части Земли Мэри Бэрд, а также субщелочные граниты и кварцевые сиениты ее западной части. Последующая, среднеэоценовая, фаза внедрения (50—55 млн. лет) представлена сравнительно небольшими телами габбро-диоритов и кварцевых диоритов, которые обнаружены по обе стороны от прол. Брансфилда — на побережье п-ова Тринити и на Южных Шетландских островах. На этом пересечении вулканогенного пояса распределение интрузий юры, мела и палеогена намечает некоторое смещение магматизма в сторону океана.

#### СЕВЕРО-ВОСТОЧНАЯ АЗИЯ

Северное звено Восточно-Азиатской системы вулканогенных поясов — Охотско-Чукотский пояс — протягивается от Удской губы до юго-восточного окончания п-ова Чукотка; общая его длина около 3200 км, а ширина колеблется от 100 до 350 км. Пояс располагается вдоль глу-

Рис. 22. Структурное положение и тектоническое районирование Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.



1 — Сибирская платформа; 2 — дорюфеевские массивы; 3 — Верхоянско-Чукотская складчатая область мезозойского возраста; 4—5 — Корьякско-Камчатская складчатая область позднемезозойско-кайнозойского возраста (4 — зона раннемеловой складчатости, 5 — зона позднемеловой — раннекайнозойской складчатости); 6—7 — Охотско-Чукотский вулканогенный пояс (6 — внешняя зона, 7 — внутренняя зона пояса); 8 — основные глубинные разломы; 9 — предполагаемые разломы.

бинных разломов субширотного и северо-восточного простирания (рис. 22), которым соответствуют магнитные аномалии и гравитационная ступень. Они разделяют структуры Верхоянско-Чукотской мезозойской и Корьякско-Камчатской позднемезозойской — кайнозойской складчатых областей. В первой из них к началу образования Охотско-Чукотского пояса была сформирована мощная кора континентального типа и протекал орогенный режим; вторая претерпевала геосинклинальное развитие и характеризовалась корой океанического и переходного типов. Вулканогенному поясу соответствует перегиб поверхности Мохо [5] с возрастанием мощности земной коры в сторону Верхоянско-Чукотской складчатой области. В обратном направлении происходят увеличение мощности базальтового слоя (до 25 км) и уменьшение гранитного (до 8 км).

В строении Охотско-Чукотского пояса отчетливо проявлена продольная зональность, которая подчеркивается гетерогенностью фундамента. Его внешняя (западная) зона с резким структурным несогласием наложена на складчатые мезозоида, а внутренняя (восточная) частично наследует зону раннемезозойского (поздний триас — ранний мел) андезитового вулканизма [3, 64]. Формирование пояса началось в альбе и завершилось в конце позднего мела. В последние годы высказано мнение [3], что пояс возник в более короткий отрезок времени (альб — сеноман), однако есть геологические и палеоботанические данные, противоречащие этому [89]. В основании разреза лежит моласса нижнего — среднего альба. Эта моласса состоит из алевролитов, иногда углистых, песчаников, гравелитов, конгломератов (роль последних возрастает вверх по разрезу) и содержит буор-кемюсский палеоботанический комплекс [89]. Вулканического материала немного. В структурном отношении моласса тесно связана с вышележащими вулканогенными образованиями Охотско-Чукотского пояса.

Вулканогенные формации пояса в своем размещении подчиняются его продольной тектонической зональности. Во внутренней зоне на альбской молассе без признаков несогласия располагается базальт-андезитовая формация альб-сеноманского возраста, в которой преобладают андезиты, андезито-базальты и их туфы; присутствуют также и базальты. В отдельных крупных длительно развивавшихся постройках наряду с породами среднего — основного состава присутствуют продукты дифференциации магматического расплава — андезито-дациты, дациты, липарито-дациты. Мощность этой формации во внутренней зоне около 1500 м. Во внешней зоне Охотско-Чукотского пояса эта формация также имеет широкое развитие. Здесь в ее составе резко возрастает количество андезитов и их туфов. В рассматриваемой формации реконструируются многочисленные небольшие моногенные шлаковые и лавовые вулканы, а также обширные, длительно развивавшиеся, сложно построенные стратовулканы.

На отдельных участках внешней зоны базальт-андезитовая формация полностью или частично замещается липаритовой формацией, которая охарактеризована позднеальбским палеоботаническим комплексом. Линзовидные тела этой формации прослеживаются по всему Охотско-Чукотскому поясу — от Ульяновского прогиба до Чукотки. Максимальная мощность липаритовой формации в центральных частях вулканотектонических депрессий достигает 1 км, но чаще она не превышает 300—500 м. В наиболее полных разрезах липаритовая формация имеет двучленное строение. Нижняя ее часть представлена туфами кислого состава, реже липаритами и дацитами; верхняя часть образована игнимбритами. Базальт-андезитовая и липаритовая формации составляют нижнюю группу контрастных формаций.

Выше во внешней зоне пояса располагается субщелочная липаритовая формация мощностью около 1 км, которая прослеживается практически по всему Охотско-Чукотскому поясу, но палеоботанически охарактеризована лишь в немногих пунктах. В частности, в бассейнах рек Еропол и Мургал в ней найдены ископаемые растения туронского или раннесенонского возраста, а также раннесенонский спорово-пыльцевой комплекс [89]. Кроме того, в последнее время в Ульяновском прогибе Е. Л. Лебедевым и В. В. Грозовым были обнаружены позднемоловые растения моложе сеноманских.

Субщелочная липаритовая формация несогласно располагается на всех более древних образованиях. Она сложена субщелочными и нормальной щелочности туфами кислого состава, липаритами, липарито-дацитами, игнимбритами; преобладают пирокластические разности, а игнимбриды играют меньшую роль, чем в нижележащей липаритовой формации. Накопление субщелочной липаритовой формации связано с формированием крупных, длительно развивающихся вулканических построек центрального типа.

Выше по разрезу располагается субщелочная андезито-базальтовая формация мощностью до 700—900 м; она несогласно перекрывает более древние образования пояса. Эта формация широко распространена как во внешней, так и во внутренней зонах Охотско-Чукотского пояса. Время накопления этой формации, вероятнее всего, сенонский век, поскольку в ее основании А. Б. Цукерником была собрана флора не древнее туронской [89]. Субщелочная андезито-базальтовая формация включает субщелочные базальты, андезито-базальты, реже андезиты и их туфы; крайние члены магматической дифференциации — суб-

щелочные андезиты-дациты и дациты — имеют весьма ограниченное распространение. Этот этап связан с развитием ареального вулканизма, формированием обширных щитовых вулканов, роль эксплозий в деятельности которых была весьма незначительна. Субщелочные липаритовая и андезито-базальтовая формации образуют верхнюю группу контрастных формаций.

Наиболее молодая в пределах рассматриваемой территории субщелочная базальтовая формация предположительно (по данным определения абсолютного возраста пород калий-аргоновым методом) палеогенового или палеоген-неогенового возраста занимает очень небольшой объем (при максимальной мощности 500 м) и возникла, вероятно, уже после образования Охотско-Чукотского пояса. Это субщелочные пироксен-оливиновые базальты и долериты, и лишь 15—20% формации составляют андезито-базальты. Накопление этой формации связано с трещинными излияниями слабо дифференцированной базальтовой магмы.

Интрузивные образования занимают очень большую территорию в пределах Охотско-Чукотского пояса. Имеющиеся данные по ним весьма противоречивы. Одни исследователи (Е. К. Устиев, И. А. Загрузина, И. М. Сперанская и другие) склонны выделять несколько разновозрастных интрузивных комплексов — от позднеюрского до палеогенового (колымский, чукотский, охотский, кавралянский, омсукчанский), участвующих в строении как самого пояса, так и его фундамента. Другие авторы (В. Ф. Белый, А. П. Милов) полагают, что все интрузивные породы Охотско-Чукотского пояса были образованы в очень узком возрастном диапазоне — альб-сеноманском.

Собранные к настоящему времени геологические материалы свидетельствуют, скорее, о длительности развития интрузивного магматизма в пределах Охотско-Чукотского пояса, что подтверждается и данными абсолютного возраста пород от 100 до 40 млн. лет с максимумами 100, 90—80 и 60 млн. лет.

Наиболее ранние интрузии, связанные с развитием Охотско-Чукотского пояса, формировались в несколько фаз в течение позднего альба и сеномана, составляя с базальт-андезитовой формацией единую вулкано-плутоническую ассоциацию. Эти интрузии включают все разновидности пород от габбро до гранитов. Состав этих пород зависит от продольной зональности Охотско-Чукотского пояса: во внешней его зоне преобладают монцодиориты и граниты, тогда как во внутренней наиболее распространены гранодиориты.

Более молодые позднемиценовые интрузии менее распространены. Они представлены субщелочными гранитами, граносененитами и кварцевыми монцонитами и являются, вероятно, комагматичными субщелочной липаритовой формации. В последнее время появились данные о существовании еще более молодых интрузий (вероятно, конца позднего мела), включающих породы от гранитов до габбро-диоритов с резким преобладанием разностей среднего — основного состава.

Все вулканогенные породы Охотско-Чукотского пояса принадлежат известково-щелочной серии. Однако неоднородность строения пояса в продольном и поперечном направлениях нашла отражение и в соответствующей изменчивости петрохимических свойств вулканогенных образований.

Альб-сеноманская базальт-андезитовая формация во внутренней зоне пояса характеризуется довольно высокой глиноземистостью и железистостью и низкой щелочностью за счет незначительных количеств

калия. Базальты этой формации насыщены кремнеземом, в нормативном составе содержат кварц, гиперстен и диопсид, что в целом отвечает модальному составу. Основные породы этой формации во внешней зоне Охотско-Чукотского пояса становятся богаче железом, беднее магнием, но низкая калиевоcть остается прежней. Однако во внешней зоне пояса в этой формации возрастает количество андезитов, содержание калия в которых увеличивается по сравнению с аналогичными по кислотности породами внутренней зоны. Серийный индекс базальт-андезитовой формации равен 2.

Позднеальбская липаритовая формация включает породы невысокой щелочности, в которых отношение калия к натрию чаще всего менее 1. Игнимбриты этой формации отличаются неравновесностью. В нормативном их составе наблюдается высокое содержание ортоклаза, кварца, а также энстатита и ферросилита. В модальном составе отмечается повышенное содержание кристаллов пироксена, амфиболов, оливина, погруженных в кварц-полевошпатовую массу с обильными кристаллами кварца. Липаритовая формация нередко обладает антидромным строением: породы верхней ее части менее насыщены кремнеземом, содержат больше титана, алюминия, железа, марганца и имеют более низкий коэффициент фракционирования по сравнению с породами нижней части формации. Возможно, это связано с поступлением на поверхность в конечные этапы накопления рассматриваемой формации расплава из нижней части магматических камер, обогащенной кристаллической фазой начальных стадий кристаллизации. Серийный индекс липаритовой формации около 2.

Субщелочная липаритовая формация сеноман-туронского возраста от липаритовой отличается повышенной щелочностью (за счет натрия). Ее серийный индекс приближается к 3.

Сенонская субщелочная андезито-базальтовая формация характеризуется по сравнению с альб-сеноманской базальт-андезитовой формацией повышенным содержанием железа и щелочей (особенно за счет натрия и в меньшей степени калия), а также бария, циркония, меди, ванадия, кобальта и пониженными количествами хрома. Серийный индекс пород равен 3. Преобладающие в этой формации базальты — маломagneзиальные и высокожелезистые породы, насыщенные кремнеземом, с относительно высокой щелочностью. В их нормативном составе присутствуют свободный кварц, диопсид и гиперстен; в модальном составе отмечаются титан-авгит, авгит, реже ромбический пироксен, еще реже оливин.

Субщелочная базальтовая формация палеогена включает малодифференцированные основные породы с низким содержанием железа, богатые хромом, никелем, кобальтом, магнием и щелочами; хотя натрий резко преобладает над калием, содержание последнего по сравнению с более ранними формациями значительно возрастает. Базальты и долериты рассматриваемой формации слабо насыщены кремнеземом, в нормативном составе содержат оливин и значительное количество ортоклаза. Серийный индекс 3,3—3,5.

Сравнительный анализ петрохимических свойств пород альб-сеноманской базальт-андезитовой и сенонской андезито-базальтовой формаций (возрастание в последней щелочности, железистости и коэффициента фракционирования, уменьшение магнезиальности) выявляет определенную эволюцию вулканизма во времени; можно предполагать, что исходный расплав сенонской средней — основной формации возник

как продукт глубинной дифференциации той высокоглиноземистой базальтовой магмы, которая явилась родоначальной для вулканитов альб-сеноманской формации.

Субщелочная базальтовая формация палеогена по петрохимическим свойствам резко обособляется от всех более ранних формаций среднего и основного состава Охотско-Чукотского пояса и связана, вероятно, с поступлением новых порций недифференцированного мантийного расплава (чем и объясняется очень низкий коэффициент фракционирования), генерировавшихся, по-видимому, на больших глубинах (что и обусловило повышенную щелочность).

Относительно формаций кислого состава — альбской и сеноман-туронской — следует отметить, что их обособленность в пространстве от формаций среднего и основного состава, а также очень большой объем не позволяют считать их конечными продуктами дифференциации мантийных базальтовых или андезитовых расплавов. Возникновение этих формаций реальнее, вероятно, связывать с явлениями палингенеза, с развитием коровых очагов антектической магмы, тем более что эти формации приурочены к блокам земной коры с повышенной мощностью «гранитного» слоя. Петрохимические различия выявляются не только в вертикальном ряду вулканогенных формаций, но и в латеральном направлении, что является, скорее всего, отражением неоднородности состава как земной коры, так и верхней мантии.

Все гранитоиды Охотско-Чукотского пояса, подобно вулканогенным образованиям, являются известково-щелочными породами. Альб-сеноманские гранитоиды обладают невысокой общей щелочностью. Эти породы имеют отчетливую продольную петрохимическую зональность, выражающуюся в постепенном уменьшении от внешней зоны пояса к внутренней роли калия и общей щелочности. Позднемеловые гранитоиды обладают высокой общей щелочностью, для них характерен дефицит глинозема; пересыщенность кальцием наблюдается даже в кислых разностях. По сравнению с альб-сеноманскими гранитами позднемеловые интрузии более железисты и менее магниезильны, а также богаче Mn, Ti, Sr, Ba, Y, Cu, Co, Pb.

Охотско-Чукотский пояс образован сочетанием глыбовых (связанных с блоковыми перемещениями) и вулканотектонических (обусловленных процессами магматизма) структур. В целом пояс обладает синклиальной структурой с пологим наклоном пород в сторону глубинного разлома, разделяющего внешнюю и внутреннюю зоны. Однако эта структура осложнена более мелкими глыбовыми складками, которые наиболее интенсивно проявлены в альб-сеноманских образованиях; более молодые породы пояса дислоцированы очень незначительно.

Интенсивность глыбовых дислокаций изменяется не только во времени, но и в пространстве: она возрастает от внутренней зоны пояса к внешней. Во внутренней зоне широко распространены ограниченные взбросами и сбросами северо-восточной ориентировки грабен-синклинали и горст-антиклинали, иногда осложненные разломами северо-западного простиранья. На отдельных участках внутренней зоны развиты системы надвигов, параллельные смежной Корякско-Камчатской геосинклиальной области, в которые вовлечены породы фундамента и Охотско-Чукотского пояса, включая базальт-андезитовую формацию; суммарная мощность надвиговых чешуй достигает первых десятков километров, протяженность — первых сотен километров. Ограничены они крупными сдвигами северо-западной ориентировки [89].

Во внешней зоне Охотско-Чукотского пояса распространены ограниченные взбросами и сбросами брахиантиклинали и брахисинклинали шириной до 1—5 км и протяженностью до 10—15 км; углы наклона крыльев обычно не превышают 20—30°; встречаются здесь также различно наклоненные (чаще всего до 25°) моноклинали. Во внешней зоне пояса кроме глыбовых складок северо-восточного простирания отчетливо проявлены блоковые структуры северо-западной ориентировки, возникшие вследствие обновления разломов мезозойского фундамента пояса, что обусловило поперечную зональность Охотско-Чукотского пояса.

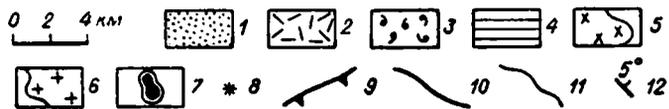
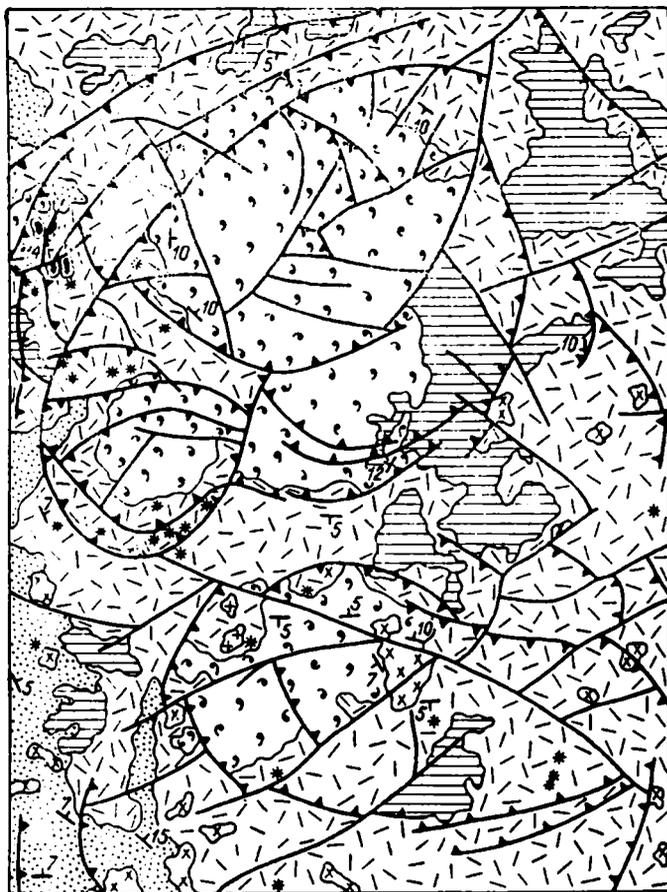
Деформации, связанные с процессами магматизма, наиболее хорошо сохранились во внешней зоне пояса, поскольку здесь они в наименьшей степени затушеваны последующими блоковыми перемещениями. Характер вулcano-тектонических структур зависит от типа магматизма. Формациям среднего и основного состава свойственны кальдеры простого и сложного типа. Первые из них, характерные для базальт-андезитовой формации, возникли на последних стадиях развития стратовулканов и нередко сопровождалась формированием экструзивных куполов, занимающих центральную часть кальдеры. Диаметр этих кальдер 2—10 км. В сложнопостроенных кальдерах (диаметр которых достигает 40 км) центральную часть занимает группа лавовых вулканов, связанных с единым магматическим очагом. Залегание пород в кальдерах обычно центриклинальное; ограничены они концентрическими разломами, которые в сочетании с радиальными сбросами создают сложную блоковую структуру.

Для кислых вулканогенных образований больших объемов характерны обширные (до 50—70 км в диаметре) вулcano-тектонические депрессии округлой в плане формы (рис. 23), реже вулcano-тектонические грабены, располагающиеся во внешней зоне Охотско-Чукотского пояса на мощной коре континентального типа. Это длительно развивающиеся структуры, связанные со значительной переработкой фундамента, с созданием коровых очагов анатектической магмы и выбросом на поверхность огромных объемов вулканических продуктов кислого состава, что приводило к локальному разуплотнению корового вещества и возникновению интенсивных гравитационных отрицательных аномалий. Вулcano-тектонические депрессии образованы концентрическими системами дуговых разломов, плоскости которых нередко круто наклонены к центру структур; залегание пород пологое (5—20°), центриклинальное, со ступенчатым погружением отдельных блоков к центру депрессий. По периферии этих депрессий нередко располагаются многочисленные субвулканические массивы.

Положительные вулcano-тектонические структуры распространены гораздо меньше. Это магматические куполы-диапиры диаметром до 15 км, возникшие при внедрении интрузивных и субвулканических тел; вмещающие породы имеют периклиналиное залегание с наклоном до 20—45° и пересекаются системой кольцевых и радиальных разломов.

Восточно-Сихотэ-Алинский вулканогенный пояс, являющийся более южным по отношению к Охотско-Чукотскому поясу звеном Восточно-Азиатской системы вулканогенных поясов, располагается между мезозойской Сихотэ-Алинской и кайнозойской Хоккайдо-Сахалинской складчатыми областями, протягиваясь вдоль Берегового глубинного разлома. Последний выражен магнитными аномалиями и гравитационной ступенью, которая обусловлена резким перепадом поверхности Мохо от 12—15 км в глубоководной впадине Японского моря

Рис. 23. Структурно-фашиальная схема Шайбовеемской вулканотектонической депрессии (внешняя зона Охотско-Чукотского вулканогенного пояса).



1—3 — позднеальпийские образования: 1 — песчаники, алевролиты, 2 — туфы кислого состава, реже липариты, дациты, 3 — игнимбриты кислого состава; 4 — базальты, андезитобазальты, андезиты и их туфы позднемеделового возраста; 5 — позднемеделовые гранитоиды; 6 — позднемеделовые субвулканические образования кислого состава; 7 — подводящие каналы игнимбритов; 8 — центры вулканических извержений кислого состава; 9 — дуговые разрывные нарушения; 10 — радиальные разрывные нарушения; 11 — границы литологических разностей; 12 — элементы залегания лотоков, слоев.

до 30—35 км в пределах Сихотэ-Алиня. В этом же направлении, как и в Охотско-Чукотском поясе, происходит сокращение мощности базальтового слоя и увеличение гранитного. Протяженность рассматриваемого пояса около 1500 км, а ширина варьирует от 25—30 до 100 км.

Восточно-Сихотэ-Алинский вулканогенный пояс формировался в конце мезозоя и начале кайнозоя в пределах окраинной части мате-

рика на зрелой коре континентального типа. Рассматриваемый пояс местами несогласно наложен на структуры Сихотэ-Алинской складчатой области, завершение развития которой произошло в начале сенона. Восточная граница пояса скрыта под водами Японского моря и по геофизическим данным находится на расстоянии первых десятков километров от береговой линии. В связи с этим соотношение пояса с Хоккайдо-Сахалинской геосинклинальной областью неизвестно, равно как не выражена и продольная его зональность; в Восточно-Сихотэ-Алинском поясе (если сравнивать его с Охотско-Чукотским) сохранились образования лишь внешней зоны пояса. Однако здесь отчетливо выражена поперечная зональность, обусловленная обособлением широтных блоков в мезозойском фундаменте.

До настоящего времени нет единого мнения о строении Восточно-Сихотэ-Алинского пояса. В соответствии с точкой зрения В. Г. Сахно, его разрез начинается с позднесенонской андезитовой формации мощностью до 1500—2000 м, состоящей из андезитов, реже андезито-базальтов, базальтов и их туфов (возраст 86—75 млн. лет). С ней связаны интрузивные тела габбро-диорит-гранодиоритового комплекса с возрастом 100—80 млн. лет (габбро-диориты, монзониты, гранодиориты), для всех этих разностей характерен парагенез основного плагиоклаза и кальцевого полевого шпата.

В средний этап развития пояса (поздний мел — палеоген) накапливалась мощная (до 2500 м) липаритовая формация с возрастом 77—44 млн. лет, сложенная породами липаритового и дацитового состава с небольшим количеством андезитов и их туфов. Венчает разрез базальтовая формация палеоген-неогенового возраста, объединяющая породы кузнецовской, кизинской, совгаванской и других свит, развитых в основном в северной и средней частях пояса. На юге пояса в это время продолжалось накопление кислых лав. Базальтовая формация образована оливиновыми, пироксеновыми и двупироксеновыми базальтами и андезито-базальтами и небольшим количеством андезитов, трахилпаритов и липаритов. Их накопление сопровождалось внедрением пород диорит-граносиенит-щелочногранитовой формации.

Согласно второй точке зрения [12, 13, 90], развитие основного и кислого магматизма здесь происходило одновременно, в связи с чем Е. В. Быковская выделяет два параллельно образующихся ряда формаций. Самые ранние средние и основные вулканогенные породы предлагается включать в фундамент пояса и относить к островодужной стадии.

Все исследователи рассматриваемого пояса отмечают поперечную зональность его строения. Е. В. Быковская и другие геологи [13] выделяют в его пределах три блока (с юга на север) — Ольга-Тернейский, Самаргино-Совгаванский и Нижнеамурский. В первом из них, по данным этих геологов, широко развита единая сенон-датская вулканоплутоническая ассоциация преимущественно кислого состава; в неогене здесь формировались лишь единичные потоки андезито-базальтов. В Самаргино-Совгаванском блоке преимущественное развитие получил позднемеловой и кайнозойский андезитовый и андезито-базальтовый вулканизм и интрузии диорит-гранодиоритового состава. Нижнеамурский блок, в отличие от двух других, характеризовался одинаковой интенсивностью процессов липаритового и андезитового вулканизма в позднемеловое и раннепалеогеновое время и мощным неогеновым базальт-андезитовым вулканизмом. Интрузивный магматизм проявился преимущественно в палеогене. Характерно появление в этом блоке

в эоцен-олигоцене субщелочных пород, эволюционировавших от трахиандезито-дацитов до трахилипаритов, приуроченных к субширотным глубинным разломам. Им комагматичны граносиенит-щелочногранитовые интрузии.

Ниже кратко рассматриваются петрохимические свойства вулканогенных формаций Восточно-Сихотэ-Алинского пояса (табл. 1). По данным В. Г. Сахно, породы андезитовой формации относятся к щелочно-земельному ряду тихоокеанской ассоциации и характеризуются нормальной известковистостью и несколько повышенной глиноземистостью; вулканическим и плутоническим породам свойственно преобладание натрия над калием.

Породы липаритовой формации также являются представителями известково-щелочной серии [12]. Нижняя часть этой формации характеризуется повышенной или нормальной известковистостью и глиноземистостью и преобладанием натрия над калием. Вверх по разрезу в породах нижней части липаритовой формации происходит увеличение содержания калия (при неизменяющейся общей щелочности). Поперечная зональность пояса нашла отражение и в петрохимических свойствах пород: в центральном блоке пояса в нижней части липаритовой формации локализуются наиболее основные разности липаритов (с повышенной известковистостью и магнезиальностью и пониженной щелочностью), сменяющиеся к северо-востоку более кислыми липаритами с повышенной щелочностью.

Верхняя часть липаритовой формации характеризуется переходом от калиевых липаритов и дацитов к их натровым разностям с увеличением основности (магния и полевошпатовой извести) и глиноземистости. В верхней части липаритовой формации еще резче проявлена поперечная петрохимическая зональность, выражающаяся в смене (при движении с юго-запада на северо-восток) крайне известково-щелочных разностей более щелочными. По данным Е. В. Быковской [13], породы липаритовой формации обогащены (по сравнению с липаритовым кларком) Sr, Pb, Zn, кроме того, они содержат повышенное количество Sc, Ni, Cu.

Породы базальтовой формации палеогенового возраста относятся к крайнему известково-щелочному типу; в северо-западной части пояса появляются субщелочные разности. Трахилипариты, трахидациты, формировавшиеся одновременно с породами основного состава базальтовой формации, по свойствам приближаются к ассоциации пород Этны, характеризуясь повышенной щелочностью. Эти породы во вкраплениях содержат кварц, плагиоклаз, калиевый полевой шпат, биотит, пироксены, роговую обманку. Они характеризуются повышенными количествами (по сравнению с кларками) Sc, Ga, Mo, Pb, а иногда и Cu, Zr, Cr, Ti, Mn.

Результаты геохимических исследований андезитовой и липаритовой формаций показали дефицит содержания элементов «мантийной» группы (Ni, Co, Cr, V) в 1,5—2 раза ниже кларка, однако эти элементы обладают между собой высокими связями. Уровень содержания в этих формациях литофильных элементов сильно колеблется; корреляция между ними проявлена слабо. Для липаритовой формации характерны высокие связи «мантийных» и «литофильных» элементов. Эти данные интерпретируются В. Г. Сахно как признак мантийного происхождения кислых вулканитов больших объемов, тогда как большинство исследователей склонно считать их продуктом палингенеза гранитного слоя земной коры.

Средние химические составы вулканогенных образований  
Охотско-Чукотского и Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенных поясов

Номер образца	Кол-во членов в выборках	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
3	12	49,78	1,20	16,52	4,54	5,82	0,14	5,95	8,03	3,30	1,61	0,45
4	14	54,87	1,08	16,97	3,68	4,24	0,13	4,29	7,16	3,73	1,82	0,24
14	44	50,04	1,40	17,27	5,37	5,55	0,18	3,84	8,55	3,51	1,11	4,40
15	41	54,90	1,22	16,06	5,68	3,87	0,18	2,98	5,95	4,37	1,67	0,48
16	23	59,25	1,04	15,69	5,05	2,51	0,17	1,83	4,28	4,84	2,09	0,43
17	4	62,46	0,83	15,72	4,76	1,30	0,13	0,97	3,02	5,61	2,54	0,27
22	19	60,26	0,90	16,13	4,60	2,44	0,13	1,83	3,59	4,62	2,31	0,28
23	9	62,78	0,90	15,72	3,86	1,77	0,16	1,51	3,43	4,43	2,32	0,95
19	35	66,16	0,64	15,23	3,23	1,21	0,12	0,86	2,00	4,72	3,44	0,20
18	35	69,28	0,51	14,12	2,44	1,09	0,09	0,60	1,41	4,86	3,32	0,13
21	35	72,55	0,32	13,30	1,89	0,87	0,06	0,36	0,92	3,94	4,03	0,12
373	8	50,82	1,29	18,48	4,70	5,52	0,17	3,83	8,62	3,09	0,72	—
376	40	54,57	1,09	18,08	4,17	4,36	0,15	3,27	7,36	3,31	1,32	—
13	42	58,75	0,94	17,34	3,74	3,42	0,14	2,74	5,53	3,60	1,91	0,23
5	7	59,09	0,91	17,34	3,41	3,44	0,12	2,48	4,84	3,39	2,18	0,23
7	11	66,50	0,54	16,12	2,89	1,42	0,08	0,74	2,31	4,01	3,34	0,14
8	13	71,51	0,37	14,27	1,78	1,42	0,06	0,64	1,14	3,65	3,40	0,07
9	10	75,78	0,13	13,11	0,96	0,59	0,04	0,13	0,62	4,07	3,49	0,04
10	6	71,60	0,34	14,30	1,12	1,56	0,07	0,66	1,86	3,86	2,92	0,08
27	20	50,30	1,25	17,17	4,65	6,90	0,17	4,66	8,62	2,97	0,71	0,19
28	17	53,74	0,98	17,20	3,94	5,17	0,16	4,02	6,77	3,54	0,64	0,22
29	4	58,39	0,88	16,48	3,53	3,70	0,12	2,63	5,43	4,12	1,99	0,14
1а	13	70,89	0,23	13,85	1,10	0,93	0,05	0,50	1,56	3,62	3,27	—
2а	3	64,28	0,55	13,86	5,21	2,12	0,11	1,51	2,46	3,09	3,35	—
3а	2	56,80	0,69	17,37	3,68	3,77	0,09	3,50	5,02	3,01	2,13	—
4а	11	53,48	1,15	18,53	5,31	3,11	0,15	4,23	7,49	2,47	1,66	—
5а	2	46,99	—	20,79	3,21	5,51	—	7,03	8,57	3,50	1,45	—
6а	20	73,22	0,17	13,17	1,10	0,88	0,04	0,37	1,14	3,04	4,02	—
7а	5	67,42	0,36	15,35	1,94	2,40	0,07	1,27	2,70	3,47	3,06	—
8а	17	73,59	0,16	13,17	1,39	1,32	0,05	0,57	1,51	3,16	4,00	—
9а	5	70,59	0,13	14,13	1,68	2,52	0,07	0,60	2,41	3,53	3,35	—
10а	3	69,47	0,35	15,31	1,76	1,60	0,08	0,88	2,63	3,44	2,60	—
11а	6	56,83	0,84	18,98	2,29	4,12	0,11	2,37	5,04	3,54	2,18	—
12а	9	54,44	0,92	17,11	3,50	5,20	0,16	3,64	6,84	2,72	1,89	—
13а	7	71,70	0,14	14,53	0,89	1,35	0,09	0,61	1,28	3,31	3,91	—
14а	2	64,84	0,38	16,30	0,95	3,20	0,51	1,98	3,90	3,53	2,75	—
15а	3	60,58	0,72	16,84	2,38	2,96	0,14	2,70	4,42	2,93	2,60	—
16а	6	55,91	0,63	17,56	4,77	2,22	0,10	3,59	5,85	2,98	1,66	—

Примечание. Пенжинский и Анадырский районы. Субщелочная базальтовая формация палеогенового возраста: 3 — базальты, 4 — андезиты-базальты. Субщелочная андезит-базальтовая формация турон-сеноманского возраста: 14 — базальты, 15 — андезиты-базальты, 16 — андезиты, 17 — андезиты-дациты. Субщелочная липаритовая формация сеноман-туронского возраста: 22 — андезиты, 23 — андезиты-дациты, 19 — дациты, 18 — липариты-дациты, 21 — липариты. Базальт-андезитовая формация сеноманского возраста, внешняя зона пояса: 373 — базальты, 376 — андезиты-базальты, 13 — андезиты. Липаритовая формация альбского возраста: 5 — андезиты, 7 — дациты, 8 — игнибриты липарито-дацитового состава, 9 — липариты, 10 — игнибриты липаритового состава. Базальт-андезитовая формация альб-сеноманского возраста, внутренняя зона пояса: 27 — базальты, 28 — андезиты-базальты, 29 — андезиты. Восточный Сихотэ-Алинь. Позднемеловой комплекс: 1а — липариты, 2а — андезиты-дациты, 3а — андезиты, 4а — андезиты-базальты, 5а — базальты. Раннепалеогеновый комплекс: 6а — липариты, 7а — дациты. Постпозднемеловой комплекс: 8а — кварц-калиевошпатовые липаритовые порфиры и игнибриты; 9а — кварц-плагноклазовые липаритовые порфиры, 10а — дациты, 11а — андезиты, 12а — андезиты-базальты. Дораннемеловой комплекс: 13а — липаритовые порфиры, 14а — андезиты-дациты, 15а — андезиты, 16а — андезиты-базальты.

Все интрузивные многофазные формации Восточно-Сихотэ-Алинского пояса также относятся к классу известково-щелочных пород, но с несколько пониженным содержанием полевошпатовой извести. Породы от габбро до гранодиоритов включительно характеризуются повышенной магнезиальностью и нормальной щелочностью; граниты отличаются резкой пересыщенностью глиноземом. Эволюция интрузивного магматизма носила гомогенный характер и сводилась к смене калиевых магм магмами повышенной общей щелочности.

Анализируя изменение химических свойств вулканогенных образований Восточно-Азиатского пояса в вертикальном направлении, Е. В. Быковская [12] приходит к выводу, что здесь в течение сенона — начала палеогена происходила эволюция единого магматического очага с постепенным накоплением калия и сокращением таких элементов, как Са, Fe, Mg. В конце палеогена возникает новый магматический очаг — глубокий, дифференцировавшийся от базальтов до образований кислого состава.

Характер внутренней структуры Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса аналогичен описанному выше для внешней зоны Охотско-Чукотского. Здесь также наблюдается сочетание глыбовых складок и вулcano-тектонических структур. Возникновение первых из них обусловлено блоковыми передвижениями по разломам (преимущественно обновление разломов фундамента субширотного, долготного и северо-западного простираний, которые и определили ориентировку глыбовых складок).

Палеовулканологический анализ позволяет реконструировать большое количество вулcano-тектонических структур, связанных с явлениями магматизма и широко развитых в пределах Восточно-Сихотэ-Алинского пояса [98]. Так же, как и в Охотско-Чукотском поясе, здесь наблюдается зависимость этих структур от характера вулканизма. С андезитовой формацией связаны кальдеры, венчающие развитие вулканических построек, а также вулcano-купольные структуры, магматические купола, обусловленные явлениями диапиризма при внедрении субвулканических и интрузивных тел в толщу вулканогенных пород. Отмечены здесь также и линейные положительные структуры — вулканические горсты [98].

Наиболее широко в Восточно-Сихотэ-Алинском поясе распространены вулcano-тектонические структуры, возникшие при накоплении липаритовой формации. По данным Г. М. Фреда и В. И. Рыбалко, это различно построенные (сложные и простые) вулcano-тектонические депрессии и линейные грабены, а также кальдеры, к периферической или центральной частям которых нередко приурочены экструзивные, субвулканические и интрузивные тела. Е. В. Быковская [12] указывает на пространственную приуроченность вулcano-тектонических структур к определенным системам разрывных нарушений, а чаще всего — к участкам пересечения разломов различных простираний.

Базальтовой формации, завершающей образование Восточно-Сихотэ-Алинского пояса, свойственны обширные кальдеры, развивающиеся на щитовых вулканах.

## **ВОСТОЧНАЯ И ЮГО-ВОСТОЧНАЯ АЗИЯ**

Между отдельными сегментами этого обрамления существуют различия в характере субстрата вулканических поясов, времени наиболее интенсивного магматизма, преобладающем петрологическом и петро-

химическом типе пород. Поэтому дальнейшее рассмотрение проводится по сегментам с севера на юг.

Северо-Восточный Китай. На северо-востоке Китая известно несколько мезозойских вулканических зон, продолжающихся на территорию советского Приамурья и расположенных в плане кулисообразно по отношению к Охотско-Чукотскому и Сихотэ-Алинскому поясам. С запада на восток здесь выделяются Малохинганская, Среднеамурская, Надань-Хада-Бикинская, Восточно-Гиринская зоны. Они пересекают складчатые структуры мезозойской и палеозойской (герцинской) стабилизации, заключенные между ними древние кристаллические массивы и заходят в пределы северной окраины Сино-Корейского щита Китайской платформы. В строении зон участвуют эффузивные комплексы, главным образом позднеюрского — мелового возраста. Наземный характер излияний, ассоциация вулканитов с континентальными отложениями и развитие восточнее, в Сихотэ-Алине, мощных мезозойских толщ, накопившихся вплоть до начала позднего мела в морских, часто глубоководных условиях, позволяют рассматривать указанные зоны как окраинно-континентальные.

В. Г. Сахно, изучавший мезозойские вулканические образования Северо-Восточного Китая и Среднего Приамурья, подразделяет их на четыре формационных комплекса.

*Верхнеюрский комплекс*, отвечающий в этом районе времени заложения континентальных впадин, представлен лавами, лавобрекчиями и туфами андезито-базальтов, андезитов, реже дацитов. Он наиболее широко распространен в Восточно-Гиринской зоне, где мощность отдельных покровов достигает 400—600 м. Здесь же отмечена наибольшая дифференциация лав. В других зонах преобладают слабо дифференцированные андезиты. В пределах древних массивов они принадлежат высокожелезистой гиперстен-роговообманковой серии, а на участках развития структур складчатого обрамления — высококальциевой авгитовой.

*Нижнемеловой комплекс* образован роговообманковыми андезитами, реже кислыми эффузивами, ассоциирующими обычно с угленосными отложениями мезозойских впадин. Мощность их постепенно уменьшается вдоль простиранья зон на юго-запад, к Китайской платформе, от 1500 до 300—400 м. В разрезах краевых частей платформы отмечены лишь отдельные маломощные пачки туфов среднего состава.

Вулканиты *верхнемелового комплекса*, распространенные в большинстве зон наиболее широко, относятся к дифференцированной базальт-андезит-липаритовой серии. Поля их развития приурочены к разломам и структурным швам, особенно на участках сочленения крупных структурных элементов. Максимальная мощность комплекса (1700—2000 м) отмечена на северо-востоке в пределах палеозойских и мезозойских складчатых сооружений. Основную часть разреза здесь составляют дациты, альбитофиры, липариты, туфы, туфобрекчии и игнибриды кислого состава. К юго-западу мощность постепенно уменьшается до 200—400 м и начинают заметно преобладать андезиты и андезитобазальты. В этом же направлении в однопипных разностях лав уменьшаются количество и основность плагиоклазов, а также роль амфиболов и пироксенов среди темноцветных.

К *верхнемеловому — палеоценовому комплексу*, установленному только в Восточно-Гиринской зоне, относятся небольшие покровы слабо

дифференцированных пироксеновых и пироксен-роговообманковых андезитов, развитые вдоль разломов. Мощность их не превышает 100—200 м.

С различными вулканическими комплексами пространственно и генетически связаны дайки и силлы порфиритов, штоки монзонитов, аплитов, особенно широко представленные в Среднеамурской зоне. Это позволяет рассматривать указанные комплексы как вулcano-плутонические. Деформации трех нижних комплексов ограничены слабой складчатостью и блоковыми подвижками по разломам. Верхний комплекс залегает почти горизонтально.

Для мезозойских континентальных вулканитов Северо-Восточного Китая и советского Приамурья в целом отмечается пересыщенность  $Al_2O_3$  и  $SiO_2$ . Устанавливается отчетливая зависимость состава, мощности и петрохимических особенностей пород от характера основания. К юго-западу, в направлении от складчатого обрамления к внутренним частям Китайской платформы, уменьшается мощность большинства комплексов, дифференцированность вулканических серий и доля разностей кислого состава в их строении, а также содержание  $CaO$  и  $MgO$  при увеличении количества  $SiO_2$ ,  $FeO + Fe_2O_3$ ,  $K_2O + Na_2O$ ,  $K_2O$ . Соответственно щелочноземельный индекс Пикока уменьшается в том же направлении от 60,2—61 до 57,9—59, что отвечает смене известковой серии на щелочно-известковую. По В. Г. Сахно, на древних массивах заметно возрастает содержание в эффузивах  $FeO$  и  $Al_2O_3$ . Полнота разрезов комплексов и общий объем вулканитов увеличиваются от западных зон к восточным, с приближением к Сихотэ-Алиню.

Отмечается закономерное возрастание от поздней юры до конца мела содержания в эффузивах  $SiO_2$  (от 45—51 до 59,8%) и  $K_2O + Na_2O$  (от 2,7—7,9 до 8,4%), а также постоянное повышение железистости, кроме самого молодого комплекса, низкожелезистого и высокомагнезиального. Близость в меловых вулканитах Малого Хингана величин содержания ведущих петрогенных окислов и основных параметров (коэффициент щелочности, аспатности и др.) указывает, по А. П. Ван Ван-е и П. П. Романюха, на принадлежность их к единой петрохимической серии.

Полуостров Корея. На территории полуострова в мезозое и кайнозое широко проявились процессы наземного вулканизма и гранитообразования. По имеющимся данным [21], проявления мезозойского и кайнозойского вулканизма сосредоточены главным образом на северо-западе и юге полуострова и образуют прерывистые полосы северо-восточного простирания. Совместно с интрузивами того же возраста они формируют ряд вулcano-плутонических комплексов.

В составе *триасово-нижнеюрского комплекса* вулканиты, представленные лавами и туфами липаритов, реже андезитами и базальтами, играют подчиненную роль. Они выходят вместе с угленосными континентальными отложениями в узких грабенах и впадинах на северо-западе полуострова, не превышая по мощности 400—1000 м. Шире здесь же распространены разновозрастные гранитоиды (217—184 млн. лет).

К *средне-верхнеюрскому комплексу* относятся измененные андезиты, липариты и туфы, переслаивающиеся с туфогенно-осадочными породами и выходящие в основном на северо-западе в древних озерно-речных депрессиях, где их мощность 300—1200 м. К нему же принадлежат интрузии танчхонского комплекса с возрастом 172—132 млн. лет.

*Меловой вулcano-плутонический комплекс* образован вулканитами подсерии Силла (готерив — сенон) и интрузиями амноканского ком-

плекса (114—100 млн. лет). На юге преобладают пироксеновые андезиты и туфы среднего состава, образующие в разрезе крупного мезозойского Цусимского прогиба пачки мощностью 200—1000 м. На северо-западе шире распространены измененные липариты, фельзиты, дациты, приуроченные к отдельным мелким впадинам. Среди интрузивов отмечены габброиды, диориты, гранодиориты, гранофиры, граниты и щелочные граниты, образующие тела мелких и средних размеров в различных частях региона.

*Верхнемеловой — палеоценовый комплекс* включает измененные липариты, фельзиты, альбитофиры, трахиты, кварцевые кератофиры, туфы и агломераты, образующие на севере и на юге небольшие покровы мощностью до 700—900 м. С ними ассоциируют дайки и штоки кварцевых порфиров, фельзит- и сиенит-порфиров с возрастом около 60 млн. лет.

От перечисленных вулcano-плутонических комплексов заметно отличается по составу *зоцен-миоценовый*, выходы пород которого тяготеют в основном к побережью Японского моря. Он образован оливинными и щелочными базальтами ( $K_2O + Na_2O > 11\%$ ), тефритами, трахибазальтами, биотитовыми и роговообманковыми трахитами, щелочными трахитами, реже (в средней части разреза) авгитовыми и роговообманковыми андезитами. Отмечены также туфы, туфобрекчии, дайки и силлы трахидолеритов. Мощность вулканитов изменяется от первых сотен до 2 км. В вулканических породах всех комплексов наблюдаются слабые дислокации. Наиболее значительные угловые несогласия отмечены в основании верхнего триаса и верхней части разреза верхней юры (фаза Тэбо, или Тайхо).

Итак, на п-ове Корея устанавливается преимущественное развитие триасово-раннеюрских проявлений магматизма на северо-западе, юрско-меловых — в центре и на юге и кайнозойских (доплиоценовых) — вдоль восточного побережья. В локализации магматических тел большая роль принадлежит северо-восточным разломам и структурам фундамента. Можно видеть постепенное возрастание щелочности во времени как в пределах каждого комплекса, так и для мезозоя — раннего кайнозоя в целом. Следует отметить также преобладание в мезозое известково-щелочных, как правило, заметно дифференцированных вулканических серий, а в кайнозое — слабо дифференцированных щелочных.

Япония. Во второй половине мезозоя на Японских островах весьма интенсивно проявились процессы наземного вулканизма, локализовавшиеся главным образом на юго-западе, в прилегающих к Японскому морю частях островов Хонсю и Кюсю. Многие исследователи подчеркивают отсутствие связи между этими процессами и предшествующим развитием палеозойской геосинклинали, а также последующим формированием кайнозойской островной дуги. В структурном отношении основные поля развития мезозойских вулканитов приурочены к внутренней зоне Главного пояса Хонсю, характеризовавшейся активными погружениями в палеозое, восходящими движениями и складчатостью в конце перми — первой половине триаса («орогения Акиеси») и приподнятым положением в течение остальной части мезозоя. В прилегающих с востока внешней зоне Титибу и Главном поясе Симанто в мезозое, напротив, происходили мощные погружения с накоплением шельфовых и глубоководных осадков при резко подчиненном развитии и совершенно другом типе магматизма — подводном толентовом.

Самые ранние проявления мезозойского вулканизма на юго-западе Японии фиксируются прослоями кислых туфов и туффитов в средне-верхнеюрских отложениях. Максимальной интенсивности эти процессы достигли в меловой период, особенно в начале позднего мела. Последние ослабленные вспышки вулканической активности относятся к концу мела — началу палеогена. На протяжении большей части этого периода процессы вулканизма сопровождались становлением гранитных интрузий. К. Ичикава и его коллеги [145] выделяют пять стадий в развитии позднемезозойского магматизма Юго-Западной Японии, каждой из которых отвечает свой вулcano-плутонический комплекс.

*Комплекс I стадии* (баррем — альб) сложен авгитовыми, гиперстен-авгитовыми и роговообманковыми андезитами, дацитами, риодацитами, туфами, туфобрекчиями и агломератами подсерии Симоносеки мощностью до 2700—3000 м.

*Комплекс II стадии* (в основном сеноман) включает внизу андезитовые лавы, туфы и туфобрекчии (30—50% общего объема вулкаников), вверху — дациты, липарито-дациты, туфы липаритов, игнимбриды, туфобрекчии (70—50%). Вместе с вулканогенно-осадочными породами вулканики формируют серию Сунан и другие на юго-западе о. Хонсю мощностью 500—2000 м. К комплексу относятся также мелкие штоки габбро, диоритов, гранитов.

*Комплекс III стадии* (турон) отвечает времени наибольшего проявления кислого вулканизма на Японских островах. К нему относятся серия Абу и другие мощностью до 4—5 км, широко распространенные на западе о. Хонсю и сложенные главным образом туфами и игнимбридами липаритового и липарито-дацитового состава, переслаивающимися с продуктами эксплозивной деятельности и туфогенными озерными осадками при подчиненной роли лав. Обращает на себя внимание постоянство состава вулкаников в пределах всей внутренней зоны. Разности андезитового и дацитового состава развиты крайне незначительно. Проведенное К. Ичикавой и другими геологами сопоставление объемов продуктов вулканизма различных стадий (табл. 2) показывает, что в течение стадии III было сформировано в 4—5 раз больше вулканического материала, чем за все остальные вместе взятые. На относительно кратковременность бурной вспышки вулканизма в туроне

Таблица 2

Сопоставление объемов продуктов вулканизма различных стадий

Стадия	Преобладающий тип пород	Преобладающий тип извержения	Тип вулканического аппарата	Общий объем вулканического материала, км <sup>3</sup>
V <sub>2</sub>	Липариты	Лавовые покровы	Центральный (купола)	60
V <sub>1</sub>	Липариты и андезиты	Лавовые покровы и воздушные выбросы	Главным образом центральный (кратеры)	800
III	Липариты	Туфовые покровы	Трещинный (вулcano-тектонические депрессии)	> 53 000
II	Липариты, реже андезиты	То же	То же	8300
I	Андезиты, реже дациты	Лавовые покровы и воздушные выбросы	Центральный (кратеры)	3500

указывают результаты измерения остаточной намагниченности пород III стадии, устанавливающие постоянную обратную намагниченность для более чем 2-километрового разреза липаритов и туфов в центральной части внешней зоны между Хиросима и Кобе и в других местах.

*Комплекс IV стадии* (турон? — сенон) включает гранитные батолиты фации средних и малых глубин, образующие протяженный пояс в центральной части о. Хонсю. В их составе преобладают биотитовые адамеллиты и роговообманково-биотитовые гранодиориты. Дайковая серия представлена кварцевыми порфирами, фельзитами, гранофирами, спессартитами и другими породами. Возраст интрузий 95—70 млн. лет.

*Комплекс V стадии* (кампан — палеоцен) образован гранитоидами с возрастом 65—45 млн. лет, сходными по составу с предыдущими и, по-видимому, еще более приповерхностными. Они формируют на о. Хонсю пояс длиной 400 км при ширине 40 км, протягивающийся вдоль побережья Японского моря. Вулканыты в этом комплексе играют резко подчиненную роль. Они представлены лавами и пирокластами роговообманково-пироксеновых андезитов, биотитовых дацитов, липаритов мощностью до 400 м (свита Сакуги — нижняя часть комплекса) и липаритами, кислыми игнимбритами с небольшим количеством андезито-дацитовых туфов общей мощностью от 200—300 до 2500 м (верхняя часть комплекса).

Разрез мезозойской вулканогенной толщи изобилует перерывами. Наиболее четкое и выдержанное угловое несогласие отмечено в основании турона. Складчатость вулканигов слабая, пологая. Широко развиты разрывные нарушения с блоковыми подвижками по ним.

По своему составу и петрохимическим особенностям континентальные вулканыты Юго-Западной Японии принадлежат дифференцированной известково-щелочной серии (рис. 25). Их эволюция во времени выражена в значительном увеличении роли кислых разностей, росте содержания  $\text{SiO}_2$ , особенно для липаритов (71,2—74,8%), заметном уменьшении содержания в липаритах  $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$  (2,7—1,4%) и  $\text{CaO}$  (2,6—0,9%) при почти постоянной сумме  $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$  (7,07—7,8%).

**Юго-Восточный Китай.** Вдоль юго-восточной окраины Азиатского материка почти на 1500 км протягивается Катазиатский пояс мезозойских континентальных вулканигов и интрузий. Его максимальная ширина на северо-востоке достигает 350 км. Повсеместно пояс наложен на структуры каледонской складчатой области и молодой эпикаледонской платформы, подвергшиеся в раннем мезозое неравномерной тектоно-магматической переработке. В продольном сечении с северо-востока на юго-запад пояс распадается на три части: Фуькен-Чжецзянскую приразломную депрессию с широким проявлением юрско-мелового вулканизма, Восточно-Гуандунскую погруженную зону, сложенную мощными параллельными толщами юры и мела с отдельными пачками вулканических пород, и крайнюю юго-западную зону рассеянного мезозойского гранитоидного магматизма с незначительным развитием экструзивных фаций, охватывающую Гуанси, Восточный Юньнань и северо-восток Вьетнама. В их строении участвуют три основных бьулкано-плутонических комплекса [72].

*Средне-верхнеюрский комплекс* представлен на северо-востоке трахиандезитами, трахитами, туфами, реже флюидальными липаритами серии Жуао. В центральной части пояса вулканизм не проявлен, но на прилегающих к юрским впадинам с запада выступах палеозойского и докембрийского основания широко распространены интрузии, объеди-

няемые под собирательным именем «граниты Наньлина». Это диориты, монцититы, гранодиориты, граниты и гранит-порфиры с возрастом 190—150 млн. лет. На юго-западе пояса среди юрских обломочных континентальных отложений присутствуют отдельные пачки липаритов, обсидиана, вулканических бомб, пеплов и агломератов. Интрузии представлены здесь главным образом кварцевыми порфирами и гранодиоритами.

*Верхнеюрский — меловой комплекс* на северо-востоке, как и в центре пояса, образован биотитовыми и роговообманковыми пестроцветными липаритами, фельзитами, туфами, агломератами и вулканическими брекчиями кислого состава, переслаивающимися с туфогенно-осадочными и угленосными отложениями свиты Доулин. Ближе к морю появляются отдельные пачки андезитов и кварцевых андезитов. Мощность вулканитов от нескольких километров в прибрежной полосе быстро уменьшается к западу до 300—500 м. В этот комплекс входят также гранодиориты и калиевые граниты с возрастом 112—100 млн. лет, формирующие Приморский пояс батолитов, расположенный восточнее по отношению к гранитам Наньлина. На юго-западе с красноцветными грубообломочными вулканомиктовыми толщами ассоциируют пачки лав, кристаллокластических туфов, туфолав липаритового, реже дацитового состава мощностью 150—800 м (покровы Тамланг, Лангшон). Здесь же известны мелкие интрузии кварцевых порфиров и гранит-порфиров с возрастом 157—107 млн. лет. Для пород характерны свежий облик и присутствие неизмененного вулканического стекла.

Распространение *верхнемелового комплекса* ограничено юго-западной частью пояса. Он включает щелочные липариты, образующие мало-мощные покровы, а также мелкие тела высокоглиноземистых литий-фтористых гранитов, гранит-порфиров, сиенитов, аляскитовых и щелочных гранитов с возрастом 95—70 млн. лет (сянганские граниты в Китае, комплекс Пиасак во Вьетнаме).

В мезозойских породах Катазиатского пояса широко развиты дизъюнктивные дислокации, короткие асимметричные и коробчатые складки, связанные с блоковыми подвижками. Региональные угловые несогласия отмечены в основании средней юры, в отложениях верхней юры и верхнего мела. Судя по описаниям, вулканиты принадлежат в основном дифференцированной известково-щелочной серии с возрастанием во времени роли кислых разностей. Для юго-запада пояса по небольшому числу анализов юрских липаритов устанавливается некоторое увеличение вверх по разрезу содержания  $\text{SiO}_2$  и  $\text{K}_2\text{O}$  при уменьшении  $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$  и  $\text{Na}_2\text{O}$ . Граниты Наньлина и Приморского пояса имеют близкую сумму щелочей (около 8%) при постоянном преобладании  $\text{K}_2\text{O}$ .

Полуостров Индокитай. Зондские острова. В пределах этого сегмента Тихоокеанского подвижного пояса большинство проявлений кайнозойского магматизма связано с развитием вулканических островных дуг. Сравнительно небольшие выходы мезозойских вулканитов недостаточно изучены и территориально разобщены современными шельфами, что затрудняет их сопоставление и выяснение палеоструктурной позиции. Поэтому ниже на основе ряда обобщающих работ по полуострову [23] и по островной части [136] дается общая характеристика вулкано-плутонических комплексов, формировавшихся предположительно на окраинах Тихого (или Пратического) океана.

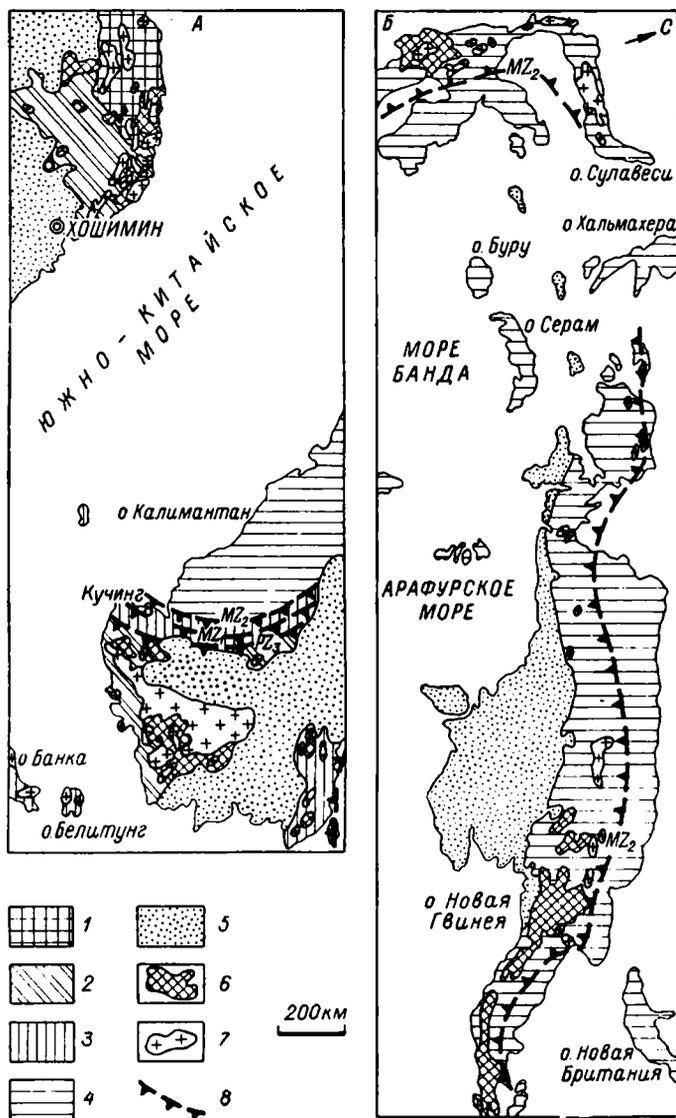
Среди таких комплексов выделяются пермско-триасовые (юго-восток полуострова и Центральный Калимантан), поздне триасово-юрские (центральные и южные районы северной части Вьетнама, Западный Калимантан), наиболее широко распространенные поздне меловые или мел-палеоценовые (прибрежные юго-восточные районы Центрального Вьетнама, северо-запад и юго-восток Калимантана, Новая Гвинея, запад Сулавеси), олигоцен-миоценовые (запад Сулавеси и Новая Гвинея). В современном структурном плане они приурочены к докембрийским массивам типа Контумского и к палеозойским складчатым зонам, как подвергавшимся ранее метаморфизму и гранитизации (Центральный Вьетнам, Калимантан), так и амагматичным осадочным (северный край Австралийского кратона в пределах Новой Гвинеи). Среди вулканитов преобладают туфы, лавы и агломераты липаритов и дацитов. Реже главная роль принадлежит андезитам (верхний мел хр. Мератус на юго-востоке Калимантана, олигоцен — миоцен Снежных гор и хр. Оуэн-Стэнли на Новой Гвинее). Мощность вулканитов изменяется от 200—300 до 2000 м. Характерна их ассоциация с континентальными красноцветными или угленосными, реже прибрежно-морскими отложениями. Судя по описаниям, большинство вулканитов относится к известково-щелочной серии.

Интрузивные образования перечисленных комплексов принадлежат к сериям, дифференцированным от габброидов и диоритов до калиевых гранитов, граносениитов и щелочных гранитов. Среди более ранних комплексов широко распространены крупные гранит-гранодиоритовые батолиты, массивы молодых комплексов обычно слабо эродированы. Для юго-востока Индокитайского полуострова и Западного Калимантана радиометрические определения подтверждают присутствие интрузий трех первых комплексов (240—227, 191—180 и 101—70 млн. лет соответственно). В вулканогенно-осадочных толщах мезозоя преобладают пологие складки. Более напряженная складчатость и надвиги отмечены на участках последующей кайнозойской переработки (Западный Калимантан, Сулавеси, Новая Гвинея).

Важной закономерностью структурного положения многих вулканоплутонических комплексов рассматриваемого сегмента является параллельность поясов их развития смежным офиолитовым поясам, которые трактуются рядом исследователей как следы выхода на поверхность ископаемых сейсмофокальных плоскостей или зон Беньофа (рис. 24). Присутствие в офиолитовых поясах глубоководных осадков служит веским аргументом в пользу первичного периокеанического положения континентальных вулканических поясов. В южной части Вьетнама и в других районах в направлении предполагаемого падения древних зон Беньофа в глубь континента закономерно изменяется состав интрузивов от диоритов и гранодиоритов до щелочных гранитов с увеличением суммы щелочей от 2,5—3 до 8% и более при значительном преобладании  $K_2O$  в щелочных разностях. В ряде районов пояса развития вулканоплутонических комплексов характеризуются положительными гравитационными аномалиями, резко контрастирующими с отрицательными аномалиями соседних офиолитовых поясов (Сулавеси, Новая Гвинея).

Восточная Австралия. Вдоль восточного побережья Австралии в пределах герцинской и каледонской складчатых областей протягивается широкий прерывистый пояс магматических пород, сформированных в континентальных условиях. Мезозойские проявления магматизма здесь редки и локализованы в Тасмании (юрские толентовые

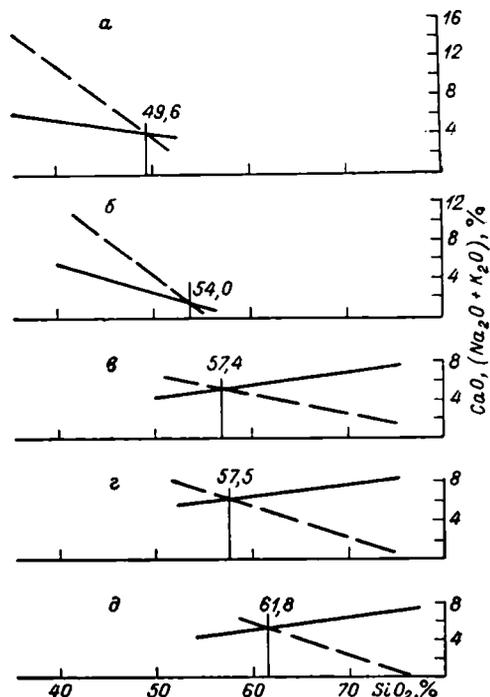
Рис. 24. Схемы размещения проявлений позднепалеозойско-мезозойского вулканизма на юго-востоке п-ова Индокитай и на о. Калимантан (А) и позднемезозойско-кайнозойского на о. Сулавеси и Новая Гвинея (Б).



1 — докембрийские массивы; 2 — области палеозойской складчатости; 3 — области мезозойской складчатости; 4 — области кайнозойской складчатости; 5 — мезозойско-кайнозойские осадочные чехлы и пологозалегающие толщи тыловых прогибов; 6 — поля развития вулканизов; 7 — интрузии мезозойских и раннекайнозойских гранитоидов; 8 — предполагаемые линии выхода древних зон Беньофа ( $PZ_1$  — пермско-триасовых,  $MZ_1$  — поздне триасовых — раннеюрских,  $MZ_2$  — позднемеловых).

Рис. 25. Диаграммы определения щелочноземельного индекса Пиккоа характерных вулканических серий западного и юго-западного обрамления Тихого океана.

*a* — неоген-четвертичная щелочная серия Восточной Австралии («серия щелочных пород», по 11 анализам); *b* — палеогеновая щелочно-известковая серия Восточной Австралии («серия недосыщенных базальтов», по 8 анализам); *в*, *г*, *д* — меловая известково-щелочная серия Юго-Западной Японии (*в* — комплекс I и II стадий, по 16 анализам; *г* — комплекс V стадии, по 9 анализам; *д* — комплекс III стадии, по 26 анализам); на каждой диаграмме штриховая линия отвечает отношению содержаний CaO и SiO<sub>2</sub>, сплошная — суммы щелочей и SiO<sub>2</sub>.



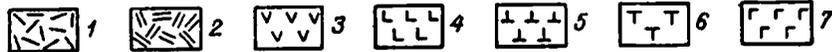
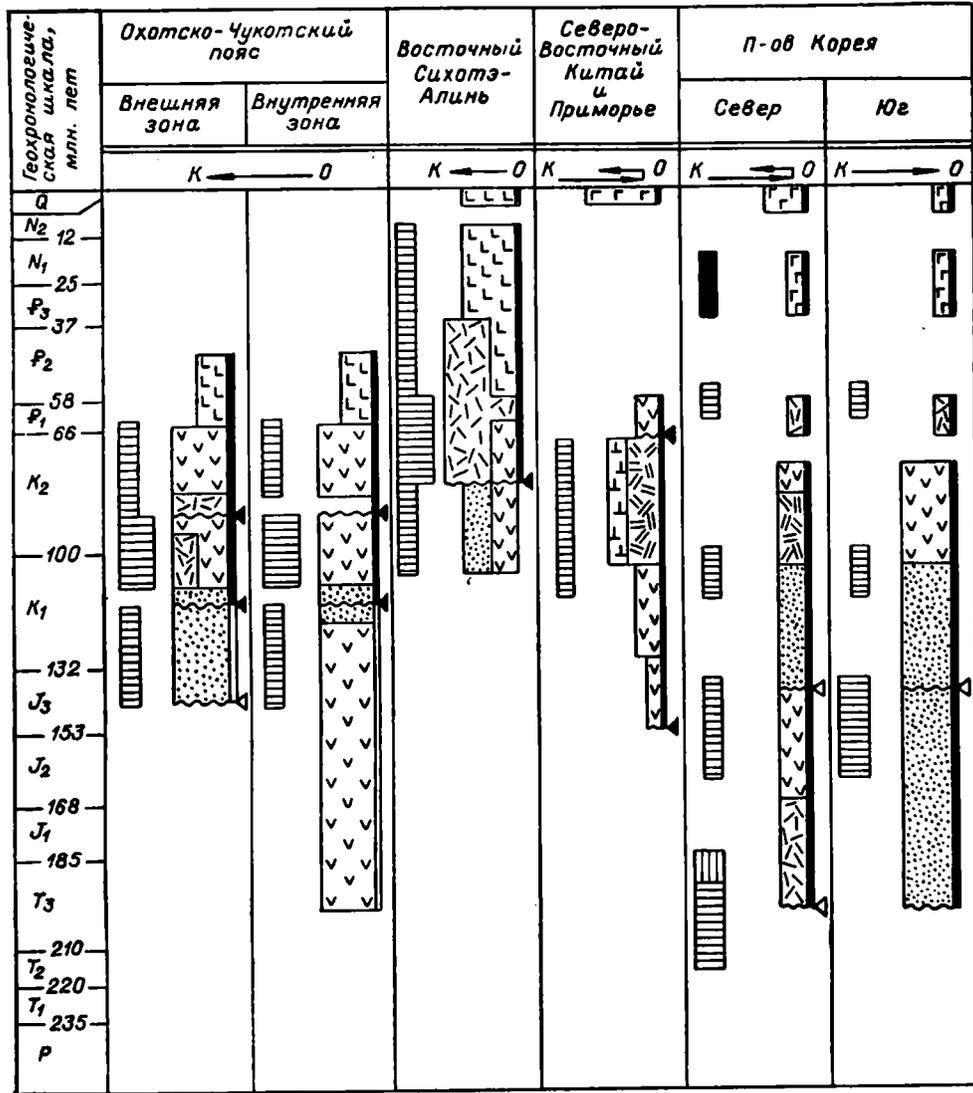
долериты) и на востоке Квинсленда (штоки и жилы меловых сиенитов, шошонитов, небольшие покровы трахитов и липаритов). Основная часть пояса образована вулканическими и гипабиссальными породами кайнозоя, поля развития которых обычно вытянуты по простиранию палеозойских структур, реже пересекают их и заходят в пределы древней платформы.

Австралийские геологи выделяют три петрохимически различные серии кайнозойских магматических образований. Они формировались на протяжении почти всего кайнозоя, причем становление каждой следующей серии начиналось еще до окончания развития предыдущей, что не позволяет провести четкие возрастные рубежи между ними. Наиболее древней и самой распространенной является серия недосыщенных базальтов (палеоген), включающая оливиновые и анальцимовые базальты, базаниты, лимбургиты и тесно связанные с ними силлы тешенитов. Излияния происходили из вулканических аппаратов центрального, реже трещинного типа. Для пород серии характерен дефицит SiO<sub>2</sub> (43,8—46,3%) при сумме щелочей 2,5—4,8% и заметном преобладании Na<sub>2</sub>O. По индексу Пиккоа (54—56) они относятся к щелочно-известковой серии (рис. 25).

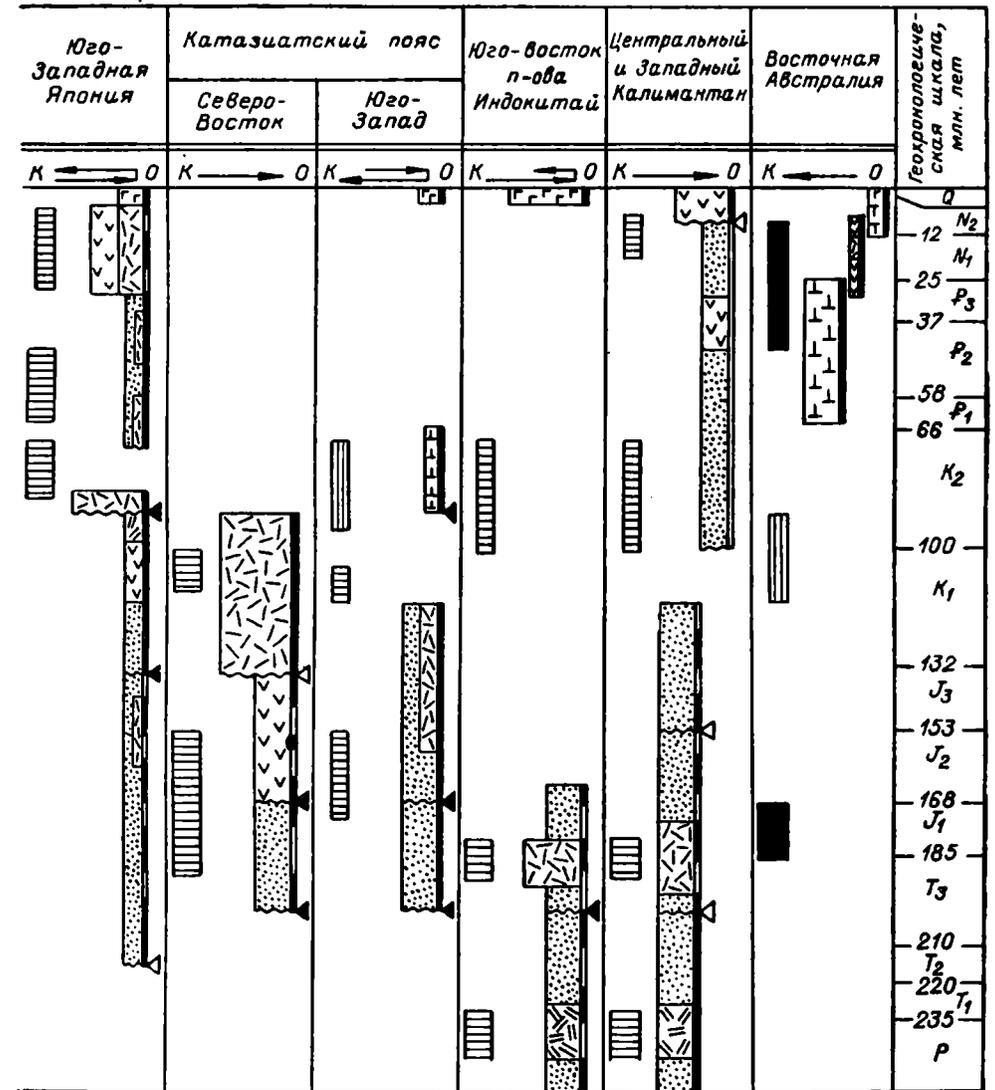
Следующей по времени считается серия насыщенных толеитовых базальтов (конец палеогена — неоген), включающая силлы, дайки, купола гранодиоритов, липаритов, долеритов, реже покровы оливиновых и безоливиновых базальтов, андезитов-базальтов, липаритов, кислых туфов. Эта серия развита ограниченно на юге Квинсленда и на о. Тасмания. Мощность отдельных покровов достигает 1200 м. Характерной чертой является контрастность серии с резкими переходами в разрезе от кислых вулканитов к базальтам или андезитов-базальтам. Для основных разновидностей пород отмечены максимальное содержание SiO<sub>2</sub> (46,6—51,5%) и невысокая сумма щелочей (2,6—3,9%) при резком преобладании среди них Na<sub>2</sub>O. Величина индекса Пиккоа (около 60—62) отвечает положению на рубеже известковой и известково-щелочной серий.

Самой молодой является серия щелочных пород (середина или конец неогена — плейстоцен). В нее входят щелочные оливиновые и

Рис. 26. Корреляционная диаграмма развития окраинно-материковых вулканогенных Ю. Г. Гатинский и Н. И. Филатова.



1-7 — вулканические образования: 1-1 — известковая и известково-щелочная серии с преобладанием зальтов (4); 5 — щелочно-известковая серия (Базальты и андезито-базальты); 6-7 — щелочная магматизм: 8 — средний и кислый нормальной щелочности, преимущественно гранитонды, ной; 11 — осадконакопление без вулканизма; 12 — главные стратиграфические несогласия; колонки: подводно-морские (а) и субаэральные (б) условия вулканизма и осадконакопления; Ширина колонок на диаграмме отвечает интенсивности вулканизма и интрузивного магматизма островных дуг.



нием липаритов (1), дацитов (2), андезитов и андезито-базальтов (3), андезито-базальтов и базальтов с преобладанием трахитов (6) и щелочных оливиновых базальтов (7); 8-10 — интрузивный 9 — то же, повышенной щелочности — щелочные граниты и фельдшпатовидные породы, 10 — основная 13 — главные фазы альпийских (а) и германотипных (б) дислокаций; 14 — полоса справа от 15 — направление латеральной миграции магматизма в глубь континента (К) или к океану (О). Для Японии и Калимантана кроме окраинно-материковых показаны комплексы кайнозойских

олигоклазовые базальты, трахибазальты, эгириновые и рибекитовые трахиты, фонолиты и другие более редкие породы, образующие покровы, реже дайки и жилы на территории от Центрального Квинсленда до Тасмании. Центры извержений представлены щитовыми вулканами, иногда куполами. Содержание  $\text{SiO}_2$  в породах составляет 36,0—45,7% при  $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} = 4,2 \div 8,7\%$ . По сравнению с предыдущими сериями резко возрастает степень окисления вулканитов ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$  до 9,9%).

Останавливаясь на различиях между кайнозойским магматизмом и мезозойским, австралийские исследователи отмечают в первом преобладание экструзий над силлами в связи с отсутствием существенного осадконакопления, большие объемы, многократность и растянутость проявлений во времени, а также значительные изменения состава материнской магмы в течение эволюции пояса.

Приведенный выше фактический материал по западному и юго-западному обрамлению Тихого океана показывает, что по своему положению в пространстве эти пояса отчетливо наложены на различные структурные элементы. Их самостоятельность, независимость от структурного плана и развития более древних палеозойских активных («геосинклинальных») зон подчеркивается также более или менее длительным разрывом во времени между стабилизацией этих зон и первыми проявлениями вулканизма. Вместе с тем отсутствует какая-либо закономерная связь их и с более молодыми кайнозойскими островными дугами, которые или секут вулканические пояса (Япония), или сдвинуты далеко во внутренние части Тихого океана. По-видимому, главной закономерностью в пространственном положении рассмотренных поясов являются их окраинно-континентальный характер, постоянная приуроченность к границе или палеогранице «океан—континент» (в широком смысле). В локализации вулканитов в пределах всех поясов ведущая роль принадлежит системам продольных и поперечных разломов.

Подавляющее большинство вулканитов относится к известково-щелочной и известковой сериям, в которых преобладают кислые разности (рис. 26). Их могут сопровождать обычно более ранние андезиты, но базальты уже редки и развиты весьма локально. Характерны переиспещенность пород  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и возрастание в глубь континента вкрест простирания, а также вверх по разрезу содержания  $\text{K}_2\text{O}$ . Особое место занимает окраинно-континентальный пояс Восточной Австралии, где в кайнозое проявился щелочно-известковый и щелочной, в меньшей степени контрастный известково-щелочной вулканизм натриевого ряда.

Как показано недавно Л. П. Зоненшайном и другими геологами для всей Восточной Азии [81], а автором совместно с А. В. Мишиной для Индокитайско-Индонезийского сегмента [52], пояса известково-щелочных вулканитов и интрузий гранитоидов могли развиваться над зонами Бенъофа, погружавшимися в мезозое и кайнозое под Азиатский континент со стороны Тихого океана. В противоположность этому щелочной вулканизм Австралии, во многом сходный по своему химизму с вулканизмом современных рифтовых зон, был, по-видимому, приурочен к расходящимся краям плит, возникшим в кайнозое при отделении от этого континента поднятия Лорд-Хау и Антарктиды [134]. Точно так же олигоцен-миоценовая щелочная серия п-ова Корея коррелируется с началом раскрытия Японского моря.

В пределах восточной части Тихоокеанского пояса, в грандиозных горно-складчатых образованиях Североамериканских, Центральоамериканских, Южноамериканских Кордильер и Антарктанд чрезвычайно широко и разнообразно проявился позднекайнозойский магматизм, который совпадает по времени с орогенным этапом развития на большей части рассматриваемой территории. В западной части Тихоокеанского пояса энергичный вулканизм почти полностью был сосредоточен в формировавшихся в это время островных дугах, тогда как в материковой части, в районах мощного проявления позднемезозойских и раннекайнозойских магматических процессов, неоген-четвертичный вулканизм был развит крайне слабо, а состав пород, за редким исключением, не выходил за пределы базальтоидов. Все это резко отличает проявления позднекайнозойского вулканизма в западной и восточной частях Тихоокеанского пояса. Кроме того, в Кордильерах Северной Америки орогенный этап сопровождался своеобразным наложенным рифтогенезом, охватившим их на протяжении почти 4000 км, что заметно повлияло и на вулканическую деятельность.

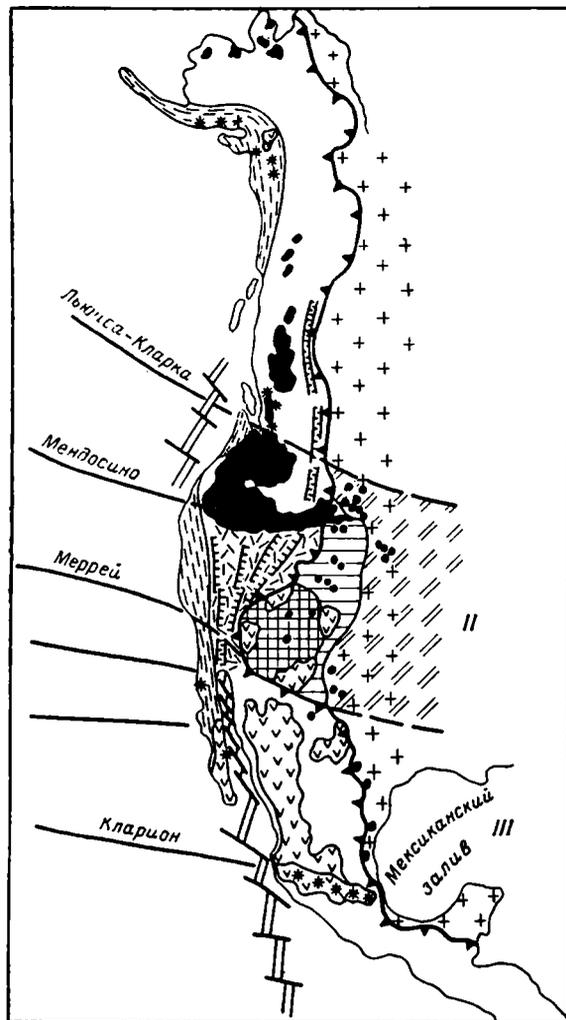
#### Восточная часть Тихоокеанского пояса

В складчатом поясе Кордильер Северной Америки, с учетом его сегментации, выделяются три вулканические провинции: Северная (I), охватывающая Аляску и Канаду до зоны разломов Льюиса — Кларка и характеризующаяся слабым вулканизмом; Центральная (II), приуроченная к максимальному расширению Кордильер и на юге ограниченная зоной разломов Меррей, и Южная (III), включающая Мексику и обрезающаяся на юге зоной разломов Клариион и ее продолжением — Трансмексиканским вулканическим поясом (рис. 27).

В Северной провинции наиболее крупное поле платобазальтов (70 000 км<sup>2</sup>) находится в бассейне р. Фрейзер. В верхней части толщи присутствуют и андезиты. Палеогеновые, миоценовые и плиоценовые базальты, андезиты и их пирокласты развиты и в ряде других районов (Фэрбенкс, долина р. Юкон, в прибрежных хребтах — горах Врангеля, Драм, Сен-Форд, Юлакборн и др.). Палеогеновые вулканы представлены в основном базальтами и заполняют небольшие впадины и грабены. В миоцене, плиоцене и антропогене состав эффузивов становится разнообразнее: появляются андезито-базальты, гиперстенные и роговообманковые андезиты, дациты и липариты (Гетмун, Юкон — Танана). На п-ове Сьюард развиты плиоценовые и антропогеновые базальты, образующие мощные толщи. Все вулканы залегают почти горизонтально, относятся к типичной известково-щелочной серии пород и в целом связаны с областями поднятий на фоне общего растяжения и образования наложенных впадин, выполненных угленосными отложениями. Миогеосинклинальная зона, испытав в ларамийское время сжатие, складчатость и надвигание к востоку, в кайнозое оказалась полностью амагматичной. В эвгеосинклинальной зоне мезозой распространены также небольшие палеогеновые гранитные и диоритовые интрузии.

Центральная провинция подразделяется на северную и южную части континентальным продолжением зоны разломов Мендосино, которое достигает района Йеллоустонского парка вдоль грабена долины р. Снейк, где она почти сливается с зоной разломов Льюиса — Кларка. В северной части провинции сосредоточены колоссальные объемы базальтов и реже андезитов, тогда как в южной преобладают

Рис. 27. Схема проявления позднекайнозойского вулканизма в Кордильерах Северной Америки (тектоническая основа по Ф. Б. Кингу, упрощено).



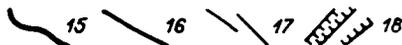
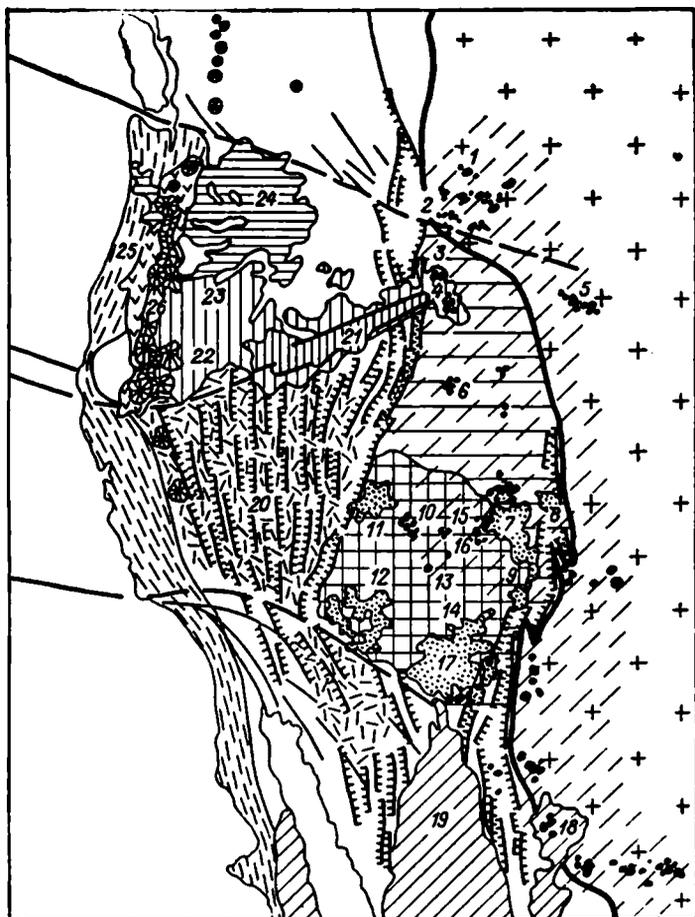
1 — Североамериканская платформа; 2 — граница мезозойд; 3 — мезозойды (а) и области кайнозойской складчатости (б); 4 — область эпиплатформенной складчатости; 5 — Колорадский массив; 6 — осевая часть Восточно-Тихоокеанского поднятия; 7 — крупные тектонические нарушения; 8 — сбросы в провинции Хребтов и Бассейнов; 9 — области повышенной сейсмической активности в пределах платформ; 10—11 — молодые вулканические породы: 10 — преимущественно толеитовые и оливиновые базальты, 11 — липаритовые игнимбриты и туфы; 12 — преимущественно средние и кислые породы; 13 — интрузивные и субвулканические тела с повышенной щелочностью; 14 — вулканы. I—III — вулканические провинции: I — Северная, II — Центральная, III — Южная.

липариты и дациты. В первой выделяются вулканические области Каскадных гор, Колумбийского плато, Малер — Мэддок и Снейк, во второй — Хребтов и Долин, Колорадская, Сьерра-Невады. На границе с платформой в Центральной провинции обособляется Восточная область со щелочным магматизмом (рис. 28).

Вулканическая область Каскадных гор располагается на западе США, в штатах Вашингтон, Орегон и Калифорния, где на 1000 км в меридиональном направлении протягивается огромный вулканический хребет, увенчанный мощными конусами позднечетвертичных и современных стратовулканов. Вулканы перекрывают все

более древние отложения вплоть до эоценовых, хотя местами вулканизм проявлялся уже в среднем эоцене, когда извержения происходили западнее современного Каскадного хребта. В течение эоцена, олигоцена и миоцена сформировалась толща (более 3 км) вулканических пород, в основном (75%) сложная андезитами. Наиболее ранние продукты извержений представлены оливиновыми базальтами и андезито-базальтами. В дальнейшем доля пирокластических пород все увеличивалась, а эффузивы становились более кислыми.

Рис. 28. Размещение позднекайнозойских вулканических образований в Центральной провинции Кордильер Северной Америки.



1 — толентовые базальты; 2 — оливковые базальты; 3 — сливковые базальты и более кислые породы; 4 — андезиты; 5 — сложные вулканы и вулканические хребты базальт-андезит-диабритового состава; 6 — сложные серии пород с преобладанием диабритов, дацитов и андезитов; 7 — диабритовые игнимбриты и туфы; 8 — сложные серии пород с покровами кислых игнимбритов в средней части разреза; 9 — гипабиссальные интрузии и субвулканические тела с повышенной щелочностью; 10 — районы, характеризующиеся развитием магматических пород с повышенной щелочностью; 11 — платформа; 12 — Колорадский массив; 13 — области мезозойской складчатости; 14 — области кайнозойской складчатости; 15 — граница платформы с мезозондами и активизированными участками платформы; 16 — границы крупных зон тектонических нарушений; 17 — прочие разломы; 18 — сбросы провинции Хребтов и Бассейнов. Цифры на карте — районы проявления вулканизма, интрузий и субвулканических тел: 1 — Сант-Грас-Хиллс, 2 — Хайвуд, 3 — Креси-Маунтинс, 4 — Педлоустонский парк, 5 — Блэк-Хиллс, 6 — Рок-Спрингс, 7 — Сан-Хуан, 8 — Спэнши-Пик, 9 — Джеме, 10 — горы Генри, 11 — Высокие плато Юты, 12 — Сан-Франциско, 13 — Навахо, 14 — Дэтл, 15 — Ла-Саль, 16 — Абахо и Карриса, 17 — Найт-Маунтинс, 18 — Дэвис-Маунтинс, 19 — северные районы Мексиканского пояса, 20 — провинция Хребтов и Бассейнов, 21 — Снейк, 22 — Мэддок, 23 — Малер, 24 — Колумбийское плато, 25 — западная зона Каскадных гор, 26 — Каскадные горы.

Непосредственно западнее зоны андезитовых субаэральных вулканов располагалась область мощного подводного толеитового базальтового вулканизма, распространявшаяся от гор Олимпик к югу. Таким образом, западная часть Каскадных гор в эоцене и раннем миоцене представляла собой своеобразный краевой вулканический пояс, отделявший интенсивно погружавшуюся геосинклиналь на западе от стабилизированной области на востоке. Пологое сводовое воздымание в Западном Вашингтоне и Орегоне сопровождалось в плиоцене мощными трещинными излияниями оливиновых базальтов и андезито-базальтов, образовавших эффузивный панцирь вдоль оси Каскадного хребта. На этом пьедестале в позднем плиоцене и плейстоцене начинают расти огромные массивы сложных полигенных стратовулканов: Адамо, Худ, Ньюбери, Кратер-Лейк, Шаства, Лассен Пик и др. Некоторые из этих вулканов являются действующими и поныне. На севере Каскадного хребта вулканы характеризовались преимущественно андезитовым составом пород, а на юге чередующимися излияниями базальтов, андезитов, дацитов и риолитов. В центральной части хребта встречаются интересные вулканы, сложенные контрастными базальт-липаритовыми сериями, например Медсин-Лейк в Калифорнии и Ньюбери в Орегоне. Эти стратовулканы по составу пород близки к подобным же постройкам южных частей Каскадных гор. Важно подчеркнуть одновременное излияние кислых и основных лав, что свидетельствует о различных магматических очагах. Севернее Каскадных гор, уже в пределах Британской Колумбии, в меридиональном направлении прослеживается цепочка молодых вулканов, пересекающая зону Льюиса — Кларка и как бы трассирующая ту линию разломов, с которой связан вулканизм Каскадного хребта. Общий объем эффузивов этой области около 125 000 км<sup>3</sup>.

*Вулканическая область Колумбийского плато* занимает более 260 000 км<sup>2</sup>. Толентовые базальты миоценового возраста перекрывают различные породы, в том числе и смятые в складки палеогеновые отложения Центрального Орегона. Общий объем лав составляет не менее 120 000 км<sup>3</sup> при максимальной их мощности до 2 км. Извержения базальтов происходили из многочисленных трещин. Жидкие лавы распространялись на огромные пространства при средней мощности покровов 30—35 м. Между излияниями отдельных потоков имели место перерывы, достаточные для образования почвенных горизонтов. Известно несколько районов, где наблюдаются подводящие каналы базальтов, представленные «роями» даек до 10—15 км длиной при мощности 3—20 м. По краям грандиозного Колумбийского лавового плато базальты кое-где переслаиваются с андезитами. В целом лавы залегают в чашеобразной депрессии, по периферии которой мощность эффузивов резко уменьшается, но достигает максимальных значений в центре, что свидетельствует о проседании области, занятой лавами, а по геофизическим данным и об отсутствии в ее центре гранитно-метаморфического слоя. В Северо-Восточном Орегоне в позднем миоцене — раннем плиоцене на базальтах образовался мощный покров липаритовых игнимбри-тов и туфов. Следует подчеркнуть удивительное однообразие Колумбийских базальтов, однако нижние части разреза все же отличаются от более молодых горизонтов.

*Вулканическая область Малер — Мэдок и Снейк.* Южнее Колумбийского плато и восточнее Каскадных гор располагается обширная область, занятая мощными покровами оливиновых базальтов, но зна-

чительно более разнообразных, чем Колумбийские. К Голубым горам с юга примыкает плато Малер, продолжением которого в Калифорнии служит плато Мэдок. Первое сложено плиоцен-четвертичными оливиновыми базальтами, андезито-базальтами, а вблизи Каскадного хребта и андезитами. Район Мэдок, согласно Г. Макдональду, представляет собой серию хребтов, ограниченных меридиональными сбросами. Понижения между хребтами заняты покровами оливиновых базальтов или небольшими щитовыми вулканами такого же состава, а также шлаковыми конусами. Древнейшие породы района Мэдок имеют олигоценый и миоценовый возраст, а наиболее молодые — голоценовый. Однако максимум извержений приходится на поздний миоцен — плиоцен.

Восточнее вулканической области Малер — Мэдок располагается грабенообразная впадина долины р. Снейк, выполненная позднеплиоценовыми и плейстоценовыми оливиновыми базальтами. Местами из-под молодых эффузивов выступают более древние миоценовые вулканогенные породы, которые свидетельствуют о длительных извержениях в этом районе. Грабен Снейк находится на простирании зон разломов Мендосино и Пионер, ограничивающих с юга область основных эффузивов в центральном сегменте, и резко несогласно паложен на миогеосинклинальную складчатую область Кордильер. Следует подчеркнуть широкое распространение плиоцен-четвертичных оливиновых базальтов на огромной территории в виде маломощного покрова, от которого сохранились лишь останцы. Эти базальты характеризуются общими чертами и сформировались в течение одного этапа извержений, одновременных на всей площади их распространения [176]. Таким образом, в северной половине Центральной провинции преобладают базальты и андезиты, а кислые эффузивы проявляются лишь локально. Все породы относятся к известково-щелочной серии.

*Вулканическая область Колорадо.* В южной части Центральной провинции располагается несколько вулканических областей. В одной из них — Колорадской — крупные вулканические массивы находятся по периферии одноименного массива. В центральной и северной частях массива располагаются четыре группы гипабиссальных и субвулканических тел Генри, Ла-Саль, Абахо и Кариссо, а на границе штатов Юта и Аризона — район калиевых щелочных эффузивов Навахо. Интрузивы Колорадского массива, субвулканы и экструзии представлены классическими силлами и лакколитами диоритов, монзонитов, диоритовых порфиритов, реже сиенитовых порфиритов, в которых преобладает натрий над калием. В районе Навахо развиты плиоценовые агломераты, туфобрекчии и некки, слагающие остатки вулканов, породы которых представлены трахибазальтами и лейцитовыми базальтами с санидином. В пределах всех остальных вулканических районов, расположенных по окраинам Колорадского массива, максимум извержений приходился на неогеновое время, хотя в некоторых районах (Сан-Хуан) извержения начались еще в позднем мелу. Больше половины объема всех вулканических пород составляют липаритовые и дацитовые игнибриты и туфы. Андезиты, латиты, андезито-базальты и базальты слагают меньшую часть вулканитов. Все эффузивные, интрузивные и субвулканические породы принадлежат к нормальным известково-щелочным сериям, и лишь кислые члены отличаются иногда повышенной щелочностью (рибекитовые липариты). В пределах Большого Бассейна, в штатах Невада и Юта, располагается огромная область *Хребтов и Бассейнов*, по Е. Куку и другим, занятая олигоцен-миоценовыми липа-

ритовыми игнимбритами объемом 250 000 км<sup>3</sup>. Извержения предшествовали образованию многочисленных грабенов и горстов. Кислые вулканиды образованы многими десятками моногенных покровов объемом до 750 км<sup>3</sup>. Кроме типичных игнимбритов присутствуют пемзовые туфы, туфы и туфобрекчии. Геофизическими исследованиями доказано существование под Большим Бассейном в верхней мантии линзы с аномально низкой плотностью при мощности коры до 25—30 км. Селективное плавление гранитно-метаморфического слоя вызвало образование близповерхностных очагов, разгрузка которых приводила к потере бокового упора в зонах извержений и опусканию асимметричных блоков. Данные определения абсолютного возраста показывают миграцию во времени извержений от центра Большого Бассейна к краевым зонам [101].

В пределах горстового блока *Сьерра-Невады* одноименная вулканическая область характеризуется, по А. В. Слеммансу, мощными извержениями, начавшимися в олигоцен-миоцене с эксплозий липаритовых и андезитовых туфов, сменившихся в плиоцене — антропогене излияниями кварцевых латитов, андезитов, базальтов, а затем вновь липаритов. Следовательно, южная часть Центральной провинции характеризуется огромным объемом преимущественно кислых известково-щелочных вулканидов.

*Восточная вулканическая область* располагается на границе между Североамериканской платформой и Центральными и Южными Скалистыми горами и в целом характеризуется слабыми проявлениями щелочного натрового и реже калиевого вулканизма с широким развитием субвулканических тел и гипабиссальных интрузий. Центральные и Южные Скалистые горы представляют собой, по существу, западный край платформы, испытывавший неоднократную тектоническую активизацию в позднем палеозое и в ларамийскую эпоху. Основные проявления магматизма имели место в олигоцене и миоцене, хотя в Крейзи-Маунтинс извержения начались еще в позднем мелу. В плиоцен-антропогене магматическая активность почти полностью прекратилась. Наблюдается удивительное разнообразие форм интрузий: лакколлиты, дайки, штоки, силлы, магматические диапиры и др. Наиболее распространены основные и средние породы с высоким содержанием щелочей, особенно натрия. Существенно калиевые эффузивы распространены редко (Хайвуд). Липариты, в том числе игнимбриты, развиты лишь локально (Йеллоустонский парк, 2000 км<sup>3</sup>). Породы в целом принадлежат ассоциации щелочных оливиновых базальтов. Суммарное содержание натрия и калия увеличивается к востоку, в сторону платформы, одновременно с возрастанием роли калия. По своему типу вулканизм Восточной области похож на аналогичный вулканизм внутренних районов Колорадской области (Навахо, Хопи-Бьюте).

*Южная вулканическая область* располагается в основном в пределах Мексики и на севере ограничена зоной техасских разломов, сливающихся на северо-западе с зоной разломов Меррей. Складчатые структуры Кордильер Мексики отделяются этой зоной разломов от Североамериканской платформы и массива Колорадо. На юге провинция обрывается Трансмексиканским вулканическим поясом — континентальным продолжением зоны разломов Кларин. В пределах этой провинции наблюдается сочленение Восточно-Тихоокеанского океанического рифтового пояса с континентом, причем видна не только его восточная часть в Мексике, но и западная, представленная горстовой глыбой Калифорнийского полуострова. Мощный олигоцен-миоценовый

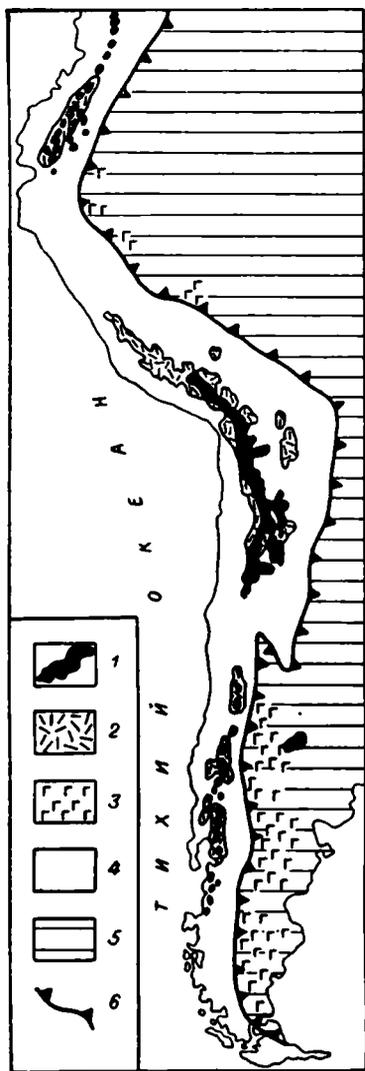
вулканизм проявился в пределах сводово-глыбового поднятия Западной Сьерра-Мадре и в южной части Калифорнийской глыбы. В олигоцене начались излияния андезитовых и реже базальтовых лав, сменившиеся в миоцене грандиозными многократными извержениями липаритовых и дацитовых игнимбритов, туфов и туфобрекчий, сформировавших огромный вулканический покров Западной Сьерра-Мадре. В позднем миоцене и раннем плиоцене вулканизм резко ослабевает и в позднем плиоцене и четвертичном периоде перемещается в район Трансамериканского пояса, где образуются многочисленные стратовулканы, часть из которых действует до сих пор. Вулканы сложены двупироксеновыми и пироксен-рогообманковыми андезитами, их туфами и туфобрекчиями, в антропогене сменившимися базальтоидными лавами и пирокластами. В зоне разломов Кларион, в пределах Тихого океана на о-вах Ревильо-Хихедо известны плиоценовые и четвертичные щелочные базальты и пантеллериты.

В Центральноамериканской провинции кайнозойский вулканизм начался в среднем олигоцене и раннем миоцене извержениями базальтов, андезито-базальтов и андезитов (формация Матагальпа), принадлежащих к типично известково-щелочной серии вулкаников [162]. Максимум вулканической активности в этой провинции отвечает среднему миоцену, когда происходили мощные извержения липаритовой магмы, сформировавшие покровы игнимбритов и туфов, занимающие ныне площадь более 5000 км<sup>2</sup> в Никарагуа и 50 000 км<sup>2</sup> в Гондурасе. Миоценовый комплекс кислых игнимбритов несогласно перекрывает все породы фундамента, вплоть до палеогеновых, нивелирует древний рельеф и образует плато. Мощность комплекса, состоящего из ряда моногенных покровов, достигает нескольких сотен метров. Накопление игнимбритов происходило в короткий промежуток времени, и только в окрестностях зал. Фонсека извержения продолжались еще в плиоцене. В четвертичное время вдоль Тихоокеанского побережья образовалась цепь многочисленных крупных стратовулканов, сложенных в основном андезитами, латит-андезитами, дацитами и липаритами. Базальты находятся в резко подчиненном количестве. Породы вулканов, расположенных рядом, нередко сильно различаются петрохимической характеристикой, но все они принадлежат известково-щелочной серии. По направлению к востоку вулканики становятся все более щелочными [162].

В Южноамериканских Кордильерах выделяются три крупные провинции кайнозойского вулканизма: Колумбийско-Эквадорская, Перуанско-Северо-Чилийская и Южно-Чилийская. На самом юге Южноамериканской платформы располагается Патагонская провинция (рис. 29). Первая из них характеризуется мощной двухфазной вулканической деятельностью. В первую фазу в позднем миоцене и особенно в плиоцене в грабенообразных зонах растяжений на границе поднятий Западной и Восточной Кордильер происходили эксплозивные и эффузивные извержения преимущественно андезитов, реже дацитов и совсем редко липаритов [59].

В четвертичный период (вторая фаза) формировались крупные стратовулканы (Чимборасо, Котопахи, Ревентадор, Сумако, Сангай и др.), возникшие вдоль бортов грабена Кито и сохраняющие активность до настоящего времени. Большая часть вулкаников из общего объема 20 000 км<sup>3</sup> относится к типичной андезитовой известково-щелочной серии пород, и только крайние восточные вулканы (Сумако) харак-

Рис. 29. Схема размещения позднекайнозойского вулканизма на западе Южной Америки, по Е. Е. Милановскому [59].



1 — верхний комплекс андезитовых четвертичных вулканитов; 2 — нижний комплекс миоцен-плиоценовых липаритовых игнимбритов и туфов; 3 — неогеновые базальты; 4 — складчатая Андийская область; 5 — Южноамериканская платформа; 6 — граница платформы и Андийского горного сооружения.

теризуются сильно пересыщенными щелочными лавами: гаюин-нефелиновыми тефритами, нефелин-гаюиновыми латитами, фонолитами и др. [165].

*Перуанско-Северо-Чилийская* провинция обладает наиболее мощным вулканизмом (200 000 км<sup>3</sup>), приуроченным к западной и восточной зонам. Первая зона смещена к востоку по отношению к мел-палеогеновому Андийскому вулканическому поясу и только на севере в Перу наследует палеогеновый пояс Калипуу. Вторая приурочена к впадине Альтиплано, возникшей на срединном массиве Пуна. Вулканиты образуют два различных комплекса. Нижний, развитый в обеих полосах и принадлежащий верхнему миоцену — плиоцену, характеризуется широким развитием липаритовых игнимбритов и туфов, перекрывающих древний пенеплен и ныне сильно деформированных и поднятых до высоты 5 км. Местами в нижней части комплекса присутствуют более основные породы: липарито-дациты, дациты, андезито-дациты, трахиан-дезиты, андезиты и даже андезито-базальты. В разных местах строение липаритового комплекса неодинаковое. В Северном Чили наиболее широко распространены игнимбриты, реже пемзовые и пепловые толщи, которым подчинены липаритовые экструзии и лавовые потоки. Десятки моногенных кислых покровов имеют объем тысячи кубических кило-

метров. В Южном Перу, Боливии, Аргентине шире распространены мощные толщи слабо спекшихся липаритовых туфов — силаров. В восточной зоне широко развиты экструзивные, субвулканические и гипабиссальные массивы кислого и реже среднего состава (поздний миоцен — ранний плиоцен).

Верхний комплекс четвертичного возраста залегает на нижнем с разрывом, со слабым несогласием, характеризуется гораздо меньшим объемом и представлен грандиозной цепью слившихся между собой стратовулканов, целиком приуроченных к западной полосе. Все вулканы формировались длительное время, имеют полигенный характер, а среди сложного комплекса лав и разнообразных пирокластов преобладают

кварцосодержащие латит-андезиты, дацит-андезиты и липарито-дациты — породы, которые обычно относились к андезитовой формации [160]. Вулканы обоих комплексов имеют известково-щелочной характер, с некоторым преобладанием  $K_2O$  в липаритовом комплексе. Петрологические, геохимические и изотопные данные указывают на единство липаритовой и андезитовой магм и свидетельствуют в пользу скорее корового, а не мантийного источника расплавов.

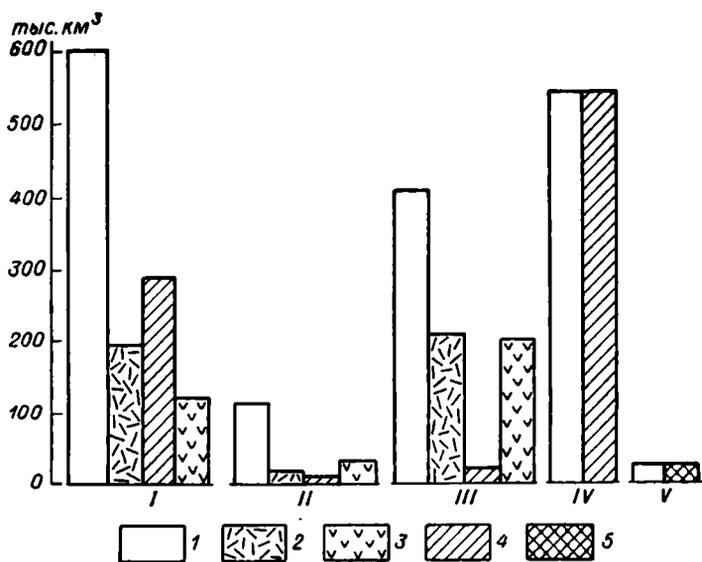
*Южно-Чилийская провинция* располагается в пределах Западной Кордильеры и также характеризуется развитием двух комплексов вулканитов. Нижний (поздний миоцен — плиоцен) представлен огромными пологозалегающими покровами туфов, туфобрекчий и лав, главным образом андезитов и крайне редко липаритовых игнимбритов, ныне поднятых на различную высоту, суммарный объем их до 50 000 км<sup>3</sup>. На этом пьедестале после периода тектонических глыбовых подвижек в четвертичный период возник верхний комплекс, образованный крупными стратовулканами центрального типа, сложенными лавами и пирокластами андезитового и андезито-базальтового состава. Около 15 вулканов ныне еще действуют.

*Патагонская вулканическая провинция* располагается на западном крае Патагонской плиты Южноамериканской платформы, тогда как в Патагонских Андах вулканическая активность почти не проявлялась. Испытавшая плиоценовую тектоническую активизацию, западная часть Патагонской плиты характеризовалась в позднем миоцене — плиоцене огромными излияниями базальтов и реже извержениями пирокластического материала. Этот вулканизм был унаследован от более древнего и разнообразного по составу мезозойского и кайнозойского вулканизма.

*Антарктическая позднекайнозойская вулканическая провинция* протягивается с некоторыми перерывами вдоль западного тихоокеанского берега Антарктиды [55]. Фрагменты этого вулканического пояса лучше всего изучены в районах Земли Мэри Бэрд и Берега Эйтса. Объем вулканитов в целом должен быть очень большим, так как только в секторе Земли Мэри Бэрд он оценивается в 400 000 км<sup>3</sup>. Вулканогенные отложения состоят из двух комплексов. Нижний — эоцен-миоценового возраста — образует мощные плато, ныне сильно разбитые сбросами, поднятые и опущенные на различную высоту. Все вулканиты залегают на размытом, сильно эродированном разновозрастном складчатом фундаменте, испытавшем в палеоцене пенепленизацию. Активизация тектонических движений началась в эоцене, но особенно они усилились с раннего миоцена, когда образование разломов привело к интенсивным ареальным извержениям и возникновению вулканитов трахибазальтового состава. Наиболее распространены гналокластитовые базальтовые туфы субаквального генезиса, гораздо реже встречаются лавовые покровы. Наличие гналокластитов свидетельствует о существовании ледников во время извержений. Только незначительная часть молодых вулканитов формировалась в субаэральной обстановке. Мощность вулканических покровов достигает 2 км и более. Все породы относятся к типу слабощелочных оливиновых базальтов.

Верхний комплекс образован отдельными группами крупных стратовулканов, расположенных на цоколе из пород нижнего комплекса. Такие вулканы известны в районе Земли Мэри Бэрд (Флад, Сайпл, Экзекьютив-Коммити, Крэри, Тони и др.), Берега Эйтса (Джонс, Хадсон), а также на западе Земли Виктория (Эребус и др.). Вулканы

Рис. 30. Гистограмма объемов позднекайнозойских вулканогенных образований в пределах тихоокеанских окраинно-материковых поясов.



1 — общий (суммарный) объем; 2—4 — известково-щелочные серии пород (2 — липариты и дациты, 3 — андезиты, 4 — базальты); 5 — базальты щелочные и с повышенной щелочностью; I — Североамериканский пояс; II — Центральноамериканский пояс; III — Южноамериканский пояс; IV — Антарктический пояс; V — западная половина Тихоокеанского побережья Антарктиды.

группируются цепочками вдоль зон разломов, достигают в основании диаметра 35 км и высоты более 4 км над уровнем моря. В их вершинной части сохраняются кратеры или крупные кальдеры. Комплекс стратовулканов формировался с позднего плиоцена до настоящего времени. В большинстве случаев вулканы сложены трахибазальтами атлантического типа, с отклонением до лейцитовых базальтов и шошонитов. Меньше распространены породы феолит-кенитовой группы и пантеллериты. Очень редкие потоки липаритов характеризуются известково-щелочной тенденцией. Таким образом, основной плиоцен-четвертичный вулканизм пород со щелочным составом сопровождал фазу резко контрастных тектонических движений в пределах Тихоокеанского побережья Антарктиды.

В целом Североамериканский позднекайнозойский вулканический пояс имеет объем вулканитов около 700 000 км<sup>3</sup>, из которых на долю кислых пород, преимущественно игнимбритов, приходится 250 000 км<sup>3</sup>, базальтов 350 000 км<sup>3</sup> и андезитов 100 000 км<sup>3</sup> (рис. 30). Центральноамериканский пояс характеризуется сравнительно небольшим объемом вулканических пород (150 000—200 000 км<sup>3</sup>), причем преобладают липаритовые игнимбриты (50%), а андезиты и базальты составляют соответственно 30 и 20% от общего объема. Южноамериканский пояс обладает колоссальным объемом кайнозойских вулканитов (> 1 000 000 км<sup>3</sup>), однако на долю миоцен-плиоценового вулканизма приходится 400 000 км<sup>3</sup>, а четвертичного 360 000 км<sup>3</sup>. Базальты, за исключением Патагонской провинции, развиты в ничтожном количестве, а кислые породы, преимущественно из группы игнимбритов, и андезиты обладают

примерно равными объемами. В Антарктическом поясе наиболее распространены оливиновые базальты — своеобразная формация субаквальных гналокластитовых туфов. Объем вулканитов точно не известен, но явно превышает 500 000 км<sup>3</sup>.

Важной особенностью вулканических провинций Северной и Южной Америки является широкое развитие липаритовых вулканитов — игнибритов в широком смысле этого термина [44]. Все эти породы являются производными магмы из анатектических очагов, формировавшихся в пределах гранитно-метаморфического слоя земной коры. Их разгрузка сопровождалась явлениями вулканотектонического проседания. Толеитовые и оливиновые базальты в больших объемах локализируются только в пределах сравнительно узкой зоны в США и в Антарктиде. Вулканизм всех поясов характеризуется увеличением щелочности в восточном направлении, т. е. в сторону более стабильных и «жестких» тектонических структур. В настоящее время в пределах восточной части Тихоокеанского пояса существуют многие десятки активных вулканов.

### Западная часть Тихоокеанского пояса

В пределах западной части Тихоокеанского пояса практически весь позднекайнозойский вулканизм сосредоточился в островных дугах (с. 133), а бывшие области мощного мезозойско-раннекайнозойского окраинно-материкового вулканизма характеризовались в это время очень слабыми извержениями преимущественно слабощелочной базальтовой магмы, происходившими на фоне глыбовых тектонических подвижек в условиях некоторого растяжения. Охотско-Чукотский пояс в неогене и четвертичном периоде был полностью амагматичным. Только западнее его (в долине рек Анюя и Монни) известны голоценовые вулканы, извергавшие базальтоидные лавы типа тефритовых андезитобазальтов и базальтов. В Сихотэ-Алинском поясе и в районах, примыкающих к нему с запада, в миоцене широко проявился базальтоидный вулканизм, приуроченный к субширотным разломам и грабенам. Кроме трещинных извержений имело место и формирование крупных щитовидных вулканов центрального типа, состоящих из многочисленных потоков базальтов, андезитобазальтов и реже андезитов. В четвертичный период в пределах протяженной зоны от низовьев Амура и до Владивостока возникли крупные вулканы Шишловский, Синдинский, Иманский, Барановский и др., сложенные преимущественно пирокластическими продуктами базальтового и андезитобазальтового состава.

Позднекайнозойский вулканизм проявился в пределах п-ова Корея, Восточного Китая и в юго-восточной части Индокитая. В первых двух районах вулканизм начался в олигоцене, однако наиболее сильные извержения имели место в плиоцене и в четвертичном периоде, когда происходили сводово-глыбовые тектонические подвижки, интенсивность которых, как и вулканизма, увеличивалась в восточном направлении. В плиоцене — раннем плейстоцене в основном извергались базальты и трахибазальты, гораздо реже трахиты и комендиты.

Эти эффузивы образуют обширные покровы. В среднем и позднем плейстоцене возник комплекс долинных базальтов. На островах Чечжудо, Уллындо и в районе вулканов на п-ове Пектусан в четвертичный период и вплоть до XVII в. извергались трахибазальты, трахиандезиты и трахиты. Миоценовые отложения в этих районах прорываются дайками и силлами трахидолеритов, базальтовых порфиритов и даже лим-

бургитов. На юго-востоке Индокитая позднеплиоцен-четвертичные эффузивы с возрастом 2,4, 1,3 и 0,64 млн. лет слагают обширные плато, перекрывающие различные структурные элементы. Все вулканиты представлены однообразными оливиновыми щелочными базальтами, а местами появляются еще более высокощелочные породы, вплоть до лейцитифиров.

В пределах герцинид и каледонид Восточной Австралии известны многочисленные проявления позднекайнозойского вулканизма. К олигоцен-неогену относят бимодальную серию, развитую на юге Квинсленда и на о. Тасмания. Силлы, дайки, купола, реже покровы представлены, с одной стороны, базальтами и андезито-базальтами, а с другой — липаритами и их туфами. Обе эти группы пород относятся к известково-щелочной серии, хотя последняя несколько более щелочная. Плиоцен-четвертичные щелочные эффузивы слагают наиболее молодой комплекс вулканитов примерно в тех же районах. Экструзивные купола, щитовые вулканы и дайки образованы щелочными оливиновыми базальтами, трахибазальтами, эгириновыми и рибекитовыми трахитами и фонолитами.

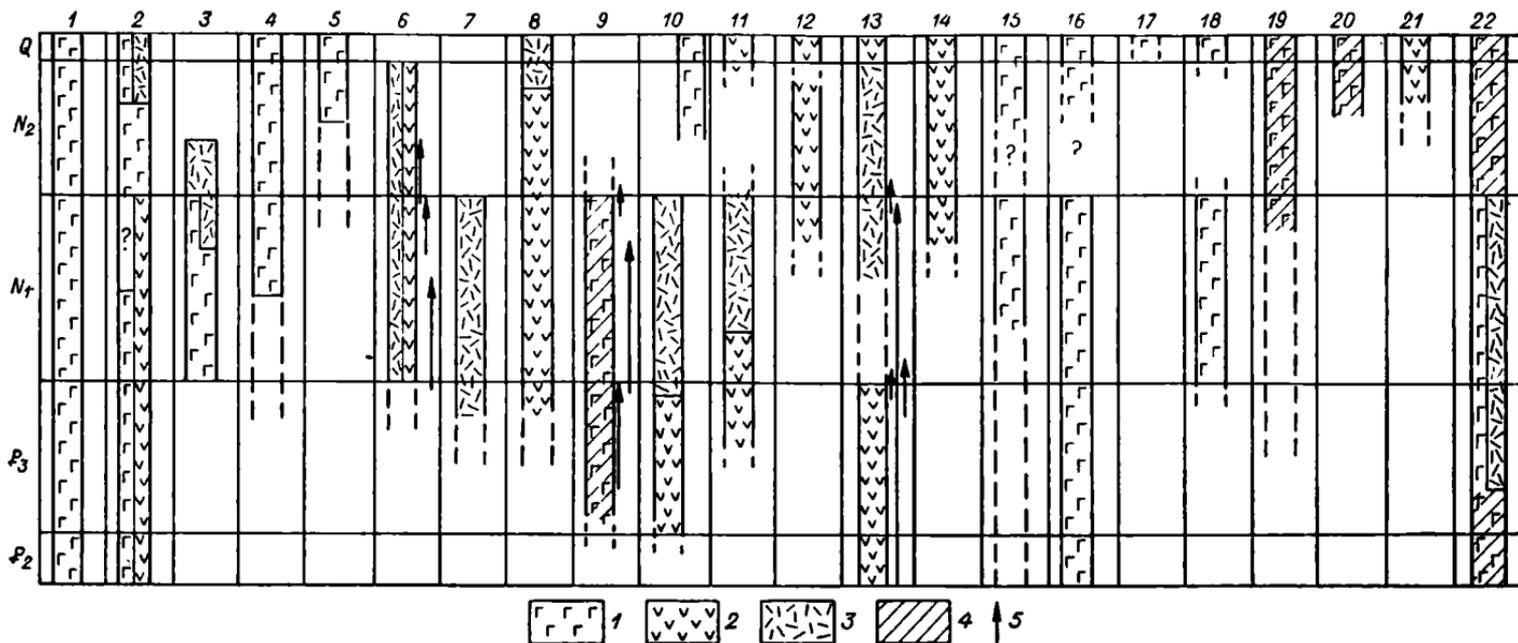
Таким образом, ярко вырисовывается резкое различие позднекайнозойского вулканизма в пределах восточной и западной частей Тихоокеанского пояса (рис. 31).

#### **ОБЩАЯ СХЕМА РАЗВИТИЯ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОЯСОВ ОБРАМЛЕНИЯ ТИХОГО ОКЕАНА**

Вулканогенные пояса тихоокеанского обрамления заложены на гетерогенном, главным образом сиалическом, основании близ края континента. Их строение и характер развития мало зависят от тектонической природы субстрата, который представлен участками древних платформ и кристаллическими массивами, складчатых палеозоидами, а в некоторых случаях и мезозоидами. Лишь тонкие геохимические исследования улавливают отражение субстрата в составе однотипных магматических образований. Вулканиты сохраняют пологое залегание, нарушены разрывами или изогнуты в простые складки. Характерны деформации вулканотектонического происхождения. По отношению к структурному плану фундамента простирающихся вулканических поясов являются на одних участках секущими, на других согласными (вне закономерной связи). Как местоположение, так и ориентировка вулканогенных поясов рассматриваемого типа контролировались древним краем континента, за которым прослеживаются глубоководные отложения и офиолитовые серии, синхронные окраинно-материковому вулканизму. В некоторых случаях на самом краю континента сохранились шельфовые и флишевые фации.

Главным временем заложения рассмотренных окраинно-материковых вулканических поясов был поздний триас. Оно запоздало до лейаса в пределах Чилийско-Аргентинского сегмента, до поздней юры и мела в Северо-Восточном Китае, Сихотэ-Алине и в зоне Юкон — Коюкук на Аляске. На юго-востоке Индокитая и на Калимантане вулканиты появляются уже в перми. Отмирание поясов началось по обе стороны океана не только в одно время (в сеноне), но и на приблизительно одинаковых широтах: 10—30° с. ш. на западе (Катазиатский и Индокитайский пояса), 15—45° с. ш. на востоке (от Орегонско-Монтанского до Мекси-

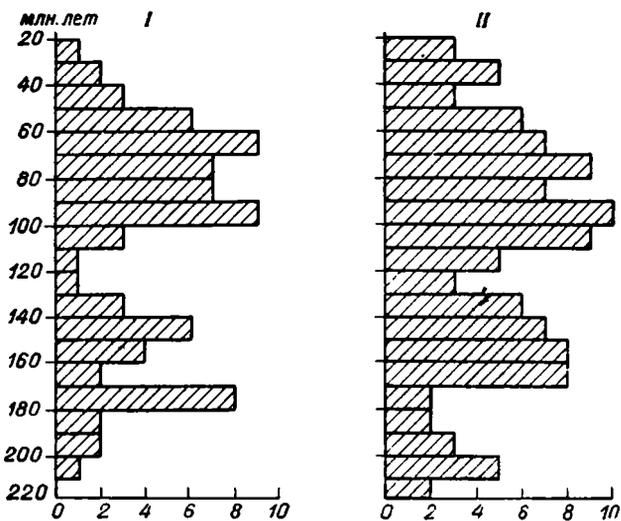
Рис. 31. Схема распределения позднекайнозойских вулканических серий в пределах тихоокеанских окраинно-материковых поясов.



1—3 — известково-щелочные серии пород (1 — базальтоидные, 2 — андезитовые, 3 — липаритовые и дацитовые); 4 — слабощелочные и щелочные серии; 5 — гипабиссальные интрузии.

1—10 — Североамериканский пояс: 1 — Северная провинция; 2—8 — области Центральной провинции (2 — Каскадных гор, 3 — Колумбийская, 4 — Малер, Мэдок, 5 — Снейк, 6 — Колорадская, 7 — Хребтов и Бассейнов, 8 — Сьерра-Невады); 9 — Восточная провинция; 10 — Южная провинция; 11—16 — вулканические провинции Центральной, Южной Америки и Антарктиды: 11 — Центральноамериканская, 12 — Колумбийско-Эквадорская, 13 — Перуанско-Северо-Чилийская, 14 — Южно-Чилийская, 15 — Патагонская, 16 — Антарктическая; 17—22 — западная половина Тихоокеанского кольца: 17 — Охотско-Чукотский пояс, 18 — Сихотэ-Алиньский пояс, 19—22 — области (19 — Корейская и Восточно-Китайская, 20 — Индокитайская, 21 — Калимантанская и Новогвинейская, 22 — Восточно-Австралийская и Тасманийская).

Рис. 32. Гистограммы изменения интенсивности интрузивного магматизма в окраинно-материковых вулканогенных поясах западного (I) и восточного (II) обрамлений Тихого океана с триаса по палеоген (в условных единицах по рис. 21 и 26).



канского сегментов). На остальной части тихоокеанского обрамления формирование поясов продолжалось до эоцена, олигоцена и даже неогена.

Интенсивность магматизма по обе стороны океана последовательно нарастала во времени и достигла кульминации в позднем мелу, после чего произошел резкий спад (рис. 32). Второй по значению максимум приходится на юру (на западе он распадается на лейасовый и мальмский максимумы). Максимумы третьего порядка, приуроченные к позднему триасу и к середине палеогена, характерны для восточного обрамления, а на западном проявились локально.

Преобладают магматические образования известково-щелочного типа, нередко с повышенной глиноземистостью. Отмечается нарастание содержания  $\text{SiO}_2$  и  $\text{K}_2\text{O}$  в глубь континента. Господствуют гомодромные ряды разных порядков: в масштабах целого вулканического пояса, слагающих его комплексов и даже отдельных сложных интрузивных тел.

Геохимически обосновано кровное родство пространственно взаимосвязанных вулканических и интрузивных образований. Оно подтверждается совместной латеральной миграцией тех и других. Представляют интерес случаи преимущественно интрузивной формы нахождения кислых пород и преимущественно эффузивной более основных — в рамках единого вулcano-плутонического комплекса. Это определяется, вероятно, соответствующим различием вязкости магм.

Развитие почти каждого из рассмотренных вулканогенных поясов сопровождалось постепенным поднятием края континента, сменой мелководно-морских условий субаэральными. Одновременно происходила латеральная миграция магматизма (постепенная или скачкообразная) либо в глубь континента, либо в сторону океана. В ряде случаев направление этой миграции сменялось обратным. На составленных диаграммах (см. рис. 21 и 26) наблюдается определенная зависимость

между гипсометрическим положением края континента и направлением латеральной миграции, с одной стороны, составом магм и количественным соотношением интрузивных и вулканических пород — с другой. Можно наметить два режима развития окраинно-материкового вулканогенного пояса, которые мы условно называем «риолитовым» и «андезитовым». При риолитовом режиме континентальная окраина длительно и устойчиво поднята выше уровня моря, господствуют проявления кислых магм, главным образом интрузивные, которые смещаются в сторону океана. При андезитовом режиме континентальная окраина относительно опущена, шире проявляется вулканизм, главным образом андезитовый, а смещение магматической активности направлено, как правило, в глубь континента. Причину таких различий и зависимостей, вероятно, следует искать в мощностях сиалической коры и в характере ее взаимодействия с литосферными плитами океана.

Система окраинно-материковых вулканогенных поясов, окружавших Тихий океан в мезозое и палеогене, была существенно нарушена позднейшими движениями неотектонического этапа. Вулканогенные пояса смещены сдвигами, рассечены рифтами, изогнуты и разорваны при образовании молодых островных дуг и впадин окраинных морей. На южномексиканском и перуанско-чилийском побережьях произошло частичное поглощение вулканогенных поясов на границе с океаном.

Вплоть до палеогена различия магматических проявлений западного и восточного обрамлений Тихого океана оставались незначительными: на западе преобладали окраины с риолитовым режимом развития, на востоке — с андезитовым. Наблюдаемая в наши дни резкая асимметрия вулканизма определилась в позднем кайнозое, когда на западе магматизм почти полностью переместился к формирующимся молодым островным дугам, оставив в тылу, на месте окраинно-материковых поясов, лишь незначительные проявления базальтоидов с повышенной щелочностью. На востоке область вулканизма расширилась, но сохранила окраинно-материковое положение. От Каскадных гор до Чили продолжался подъем известково-щелочных магм. Севернее и южнее изливались толеитовые базальты. Пестрая гамма вулканитов возникла на западе США в условиях интерференции окраинно-материкового и рифтогенного магматизма.

### **МАГМАТИЗМ ОСТРОВНЫХ ДУГ**

Большинство современных гипотез о строении и происхождении островных дуг базируется преимущественно на геофизических наблюдениях и результатах океанологических и вулканологических исследований и в меньшей степени — на геологических фактах. Это связано с тем, что значительная часть структур дуг, представляющих собой протяженные подводные хребты, до последнего времени была недоступна непосредственному изучению. Вторым обстоятельством, которое повлияло на геологическую изученность островных дуг, явилась приуроченность к ним действующих вулканов «огненного кольца» Тихого океана. Своей впечатляющей деятельностью они в первую очередь привлекали внимание исследователей, в то время как геологическая предыстория современного вулканизма, запечатленная в фрагментарных выступах основания вулканов, оставалась в тени. Однако в последние годы появился ряд работ, посвященных геологии районов, служащих продолжениями островных дуг на континентах, или строению

наиболее крупных островов в системах островных дуг, изучение которых можно вести обычными геологическими методами\*.

Первой важной особенностью геологической истории островных дуг, которая обнаруживается при сопоставлении этих материалов, является четкое обособление вулканогенно-осадочных и интрузивных комплексов, связанных с развитием собственно дуговых систем, от комплексов пород их основания [75].

#### ВУЛКАНИЧЕСКИЕ И ИНТРУЗИВНЫЕ КОМПЛЕКСЫ ПОРОД ОСНОВАНИЯ ОСТРОВНЫХ ДУГ

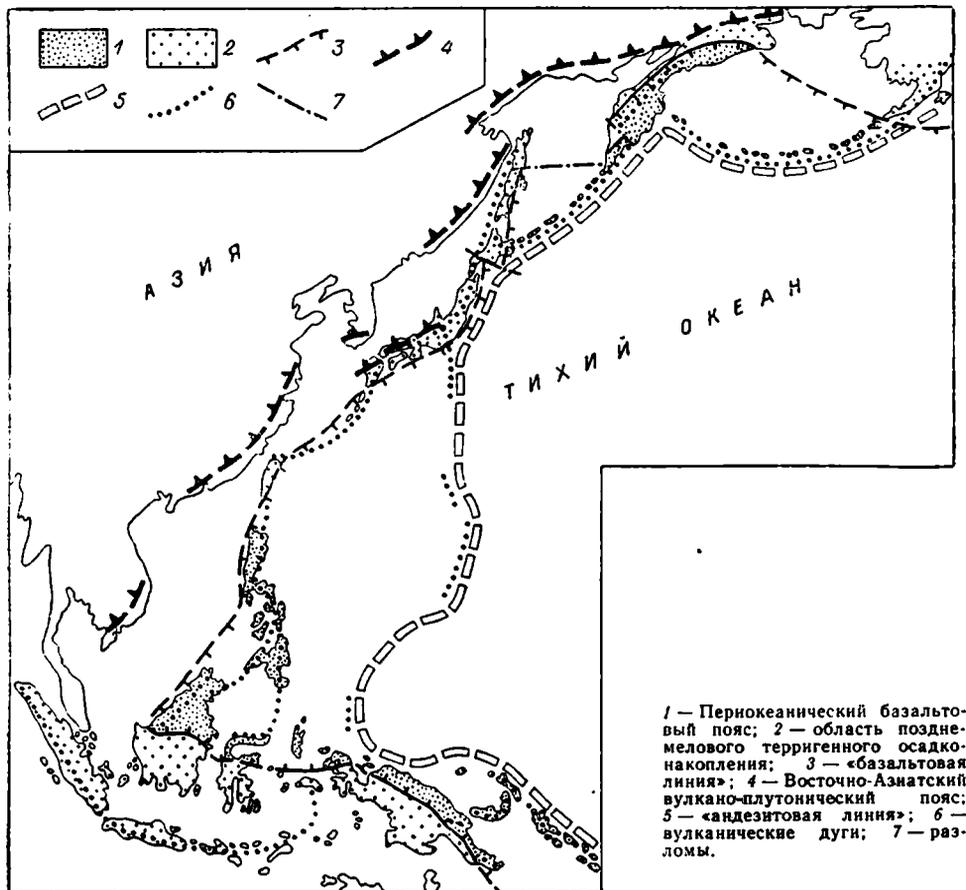
Несмотря на фрагментарный характер выходов пород, слагающих основание островных дуг, удается установить определенную закономерность их расположения по отношению к границе Тихого океана и окружающих его континентов и наметить особенности развития переходной зоны в период, предшествовавший зарождению и развитию системы островных дуг. Выделяются два главных типа ассоциаций пород, образующих основания островных дуг. Первый из них представлен породами континентального типа: гранитоидами, субаэральными вулканическими породами преимущественно кислого состава, часто игнимбритами и ассоциирующимися с ними осадочными образованиями, кристаллическими сланцами и гнейсами. Эти комплексы, как правило, обрамляют систему современных вулканических дуг, представляя собой изолированные «обломки» краев континентов (например, южная часть о. Новая Гвинея, в геологическом отношении являющаяся частью Австралийского континента), но иногда они образуют фундамент островных дуг, которые в этих случаях имеют особенно отчетливый «наложенный» характер (Новая Зеландия, Япония, дуга Рюкю). Наиболее ярким примером подобного рода соотношений может служить Юго-Западная Япония (см. с. 111).

Ассоциации пород второго типа в основании островных дуг распространены значительно более широко и представляют особый интерес, поскольку они тесно связаны с островными дугами и соответствуют более ранней стадии эволюции этих районов Тихого океана. Они представлены главным образом базальтовыми вулканическими и вулканогенно-осадочными породами и в меньшей степени осадочными образованиями, а также базит-гипербазитовыми интрузивными комплексами. Значительно реже в них принимают участие кислые вулканы (кератофиры, трахиты и липариты), образующие с базальтами контрастные формации. Андезиты, как правило, для указанных ассоциаций не характерны. Расположение выходов этих ассоциаций в пространстве такое, что они составляют единый широкий пояс, протягивающийся с перерывами от западного побережья Берингова моря через п-ов Камчатка, восточное побережье о. Сахалин и северо-восток о. Хоккайдо, Филиппинские острова, северо-восточную часть о. Калимантан, северную половину о. Новая Гвинея к Соломоновым островам и, вероятно, далее на восток или юго-восток (рис. 33).

Этот пояс был назван автором «Периокеаническим» [75]. Он представляет собой своеобразную окраинно-океаническую геосинклиналь.

\* При написании этого раздела использованы материалы автора, а также С. Е. Априлкова, Г. П. Авдейко, В. Е. Бевза, Г. М. Власова, Г. С. Горшкова, Е. К. Мархинина, Б. Н. Пискунова, К. Ф. Сергеева, а из иностранных ученых — Ф. Гервазио, И. Далциела, Д. Доу, П. Колемана, Р. Котса, П. Мэтсона и многих других.

Рис. 33. Соотношение островных дуг и позднемиоценовых структурно-формационных зон в северо-западной части Тихого океана.



Наиболее древние вулканические породы пояса позднемиоценовые, наиболее молодые, по-видимому, раннемиоценовые, хотя, как уже отмечалось, отделение пород основания от пород островной стадии представляет собой часто сложную проблему. В пределах Перикокеанического пояса вулканогенно-осадочные породы часто переслаиваются с осадочными, причем общая мощность таких толщ достигает 10—12 тыс. м. Нередко эти толщи содержат признаки отложения в глубоководных условиях, среди них широко развиты турбидиты и кремнистые породы с радиоляриями. Наиболее полно магматические образования Перикокеанического пояса изучены в его северо-западной части — на Камчатке и в Корякском нагорье.

Граница Перикокеанического пояса, отделяющая его от прилегающей к континенту области, где распространены преимущественно терригенные породы, представляет собой тектонический шов, вдоль которого выходят интрузивные гипербазиты и габбро, а также располагаются выступы метаморфических пород. Вследствие резкого преобладания среди пород Перикокеанического пояса базальтов эта граница была названа «базальтовой линией» [75].

Среди базальтов выделяются производные оливиновой щелочной базальтовой магмы, а также толеитовые и «переходные» базальты. Из-за блокового строения пояса состав базальтов неоднороден: в отдельных блоках преобладают щелочные разновидности (например, в Срединном хребте Камчатки), в других — толеитовые и «переходные» (в Корякском нагорье); на островах Малой Курильской гряды кварцевые толеитовые базальты сменяются щелочными базальтами и трахитами (сиенитами) снизу вверх по разрезу. В отличие от внутриконтинентальных геосинклинальных базальтов во многих из упомянутых районов вулканы характеризуются повышенным содержанием  $K_2O$  (Срединный хребет Камчатки, Малые Курильские острова, юг Корякского нагорья и др.). При этом на Камчатке установлена петрохимическая зональность: вблизи «базальтовой линии» сосредоточены преимущественно щелочные базальты и комагматичные им интрузивные и дайковые породы — пироксениты, верлиты, биотитовые пироксениты, габбро-сиениты, сиениты, псевдолейцитовые порфириты, порфиroidные шонкиниты, биотитовые лампрофиры, редко трахиты и плагиопорфиры.

При удалении от «базальтовой линии» щелочные базальты постепенно замещаются толеитовыми, так что на полуостровах Восточной Камчатки — Кроноцком и Камчатском мысе — преобладают кварцевые толеитовые базальты, вместе с которыми в резко подчиненном количестве встречаются более кислые породы, в том числе липаритовые туфы. Существенно изменяется и состав интрузивных пород: мелкие интрузивы гипербазитов и базитов повышенной щелочности уступают место крупным массивам гарцбургитов и дунитов, с которыми ассоциируются также массивы габбро и габбро-диабазов. Тесная ассоциация вулканических пород и гипербазит-базитовых интрузивных комплексов отмечается и в других районах Периокеанического пояса. Так, в Корякском нагорье с переходными и толеитовыми базальтами ассоциируются оливиниты, оливинсодержащие пироксениты, пироксениты и габбро и в значительно меньшем количестве габбро-сиениты и сиениты.

Важной особенностью вулканогенно-осадочных образований является присутствие среди них вулканических пород ультраосновного состава: пикритов, меймечитов и авгититов. В Восточном хребте Камчатки эти породы слагают останец подводного вулкана диаметром около 6 км, а также образуют разнообразные по форме диатремы, силлы и дайки. Кроме обломочных пород здесь известны ультраосновные лавы с подушечной и шаровой отдельностью. С удалением от «базальтовой линии» в большинстве районов северо-западной части Периокеанического пояса возраст пород «омолаживается»: если вблизи «базальтовой линии» распространены преимущественно верхнемеловые вулканогенно-осадочные толщи, то вблизи океана и у берега Берингова моря — палеогеновые. Вверх по разрезу вулканогенно-осадочные толщи обычно сменяются осадочными, состоящими из песчаников, аргиллитов и алевролитов.

Главные черты Периокеанического пояса сохраняются и на Сахалине, на востоке которого распространен верхнемеловой вулканогенно-осадочный комплекс общей мощностью до 5600 м. Среди вулканических пород здесь преобладают базальты, с которыми ассоциируют щелочные высококалийевые вулканы кислого состава — трахиандезиты и трахиты. В отличие от Малых Курильских островов, где содержание

$K_2O$  в породах не превышает 56%, на Сахалине оно достигает иногда 68—70%. Верхнемеловые породы прорваны массивами габбро-гипербазитов и габбро-диоритов.

В Японии кроме уже упоминавшегося п-ова Немуро на северо-востоке о. Хоккайдо к Периокеаническому поясу относится расположенная в юго-восточной части островов Хонсю, Сикоку и Кюсю зона Симанто. Мощная верхнемеловая толща песчаников и аргиллитов содержит здесь потоки и прослои основных вулканических пород, в том числе подушечных лав.

Еще более интенсивный вулканизм сопровождал морское осадко-накопление в палеогене, когда на востоке зоны Симанто (районы Акаиси, южная часть Канто и южная часть Фосса-Магна) образовались мощные пласты подушечных базальтовых лав и туфов, чередующиеся со слоями кремнистых сланцев и известняков и содержащие выходы серпентинитов [60]. К юго-западу от Японии продолжение Периокеанического пояса прослеживается, вероятно, в восточном Береговом хребте Тайваня, где распространены кайнозойские базальты, входящие в так называемую офиолитовую формацию. Базальты отличаются низким содержанием  $K_2O$  и относятся к толентовому типу. Однако более полного развития вулканические и интрузивные комплексы Периокеанического пояса сноза достигают в юго-западной части Тихого океана — на Филиппинских островах и на о. Калимантан.

Особенно четко «базальтовая линия» отмечается на о. Калимантан, где она околнуривает вулканогенно-осадочные комплексы Саравака и Сабаха, отделяя их от континентального ядра Юго-Западного Калимантана (см. рис. 33). При этом «базальтовая линия» в районе Филиппинских островов и Калимантана делает крутой изгиб, меняя свое направление с юго-западного на широтное. На Филиппинских островах широко развиты верхнемеловые базальт-спилитовые с кератофирами вулканогенно-осадочные толщи, прорванные перидотитами. На о. Калимантан соответствующие им по возрасту вулканические сосредоточены около «базальтовой линии», образуя зону Лупар [139]. Судя по отдельным химическим анализам, среди них преобладают толентовые базальты и андезит-базальты, иногда с высоким (до 1,78%) содержанием  $K_2O$ . Еще одна зона (пояс Букит-Мерсинг, по Ч. Хатчисону) вулканогенно-осадочных пород протягивается на Калимантане севернее зоны Лупар в широтном направлении. По возрасту они относятся к палеоцену.

Более полно охарактеризованы базальты третьей зоны, протягивающейся на северо-востоке Калимантана от зал. Дарвел-Бэй к о. Палаван (Филиппины) в виде дуги, обращенной выпуклой стороной на юго-запад, т. е. согласно с «базальтовой линией». Вулканы этой зоны относятся к миоцену и тесно ассоциируют с кремнями и аргиллитами, а из интрузивных пород — с габбро, гарцбургитами, пироксенитами и серпентинитами, образуя, по мнению Ч. Хатчисона, «полную» офиолитовую формацию. Базальты этого пояса относятся к «переходному» и кварц-толентовому типу с содержанием  $K_2O$ , не превышающим 1,0%. Таким образом, в юго-западной части Периокеанического пояса так же, как в его северо-западной части, наблюдается «омоложение» магматических комплексов по направлению от «базальтовой линии» к океану. Положение «базальтовой линии» между о. Калимантан и о. Сулавеси неясно. Между о. Сулавеси и Новой Гвинеей Периокеанический пояс по выходам мощных вулканогенно-осадочных образований позднемело-

вого — палеогенового возраста прослеживается на островах Бачан и Хальмахера, которые соединяются системой подводных хребтов с архипелагом Раджа-Ампат (о. Вайгео и др.) у западной оконечности о. Новая Гвинея.

«Базальтовая линия» проходит к югу от указанных островов, отделяя их от островов Сула, Оби и Миссол. По мнению В. А. Виссера и Дж. Дж. Хермеса [175], к северу от островов Сула и Оби лежит геологическая провинция, близкая к Северной зоне Западного Ириана (о. Новая Гвинея), которая характеризуется широким распространением гипербазитов, а также наличием мощной (несколько километров) толщи позднемеловых — раннемиоценовых основных эффузивов, переслаивающихся с радиоляритами и пелагическими известняками. Восточным продолжением Северной зоны Западного Ириана на территории Папуа-Новой Гвинеи является Новогвинейский подвижный пояс, в котором в позднемеловое — палеогеновое время происходил интенсивный базальтовый вулканизм в подводных условиях. «Базальтовая линия» на территории Папуа-Новой Гвинеи прослеживается очень четко, совпадая с протяженными зонами разломов (Лагнап и Бисмарк).

В Новогвинейском подвижном поясе кроме базальтов мезозойско-палеогенового возраста сосредоточены многочисленные интрузивы перидотитов и габбро. К северу от пояса в горах Финистерре и Альберта у побережья Новогвинейского моря базальты входят в состав мощной (не менее 4500 м) толщи вулканогенно-осадочных пород, радиоляриевых кремней и аргиллитов с линзами известняков позднеолигоценного — раннемиоценового возраста. Среди базальтов преобладают высококальциевые (1,5—6,6%  $K_2O$ ) щелочные и переходные разновидности, иногда содержащие вкрапленники лейцита. В юго-восточном «отроге» о. Новая Гвинея к востоку от 147° в. д. продолжением Периокеанического пояса служит «Гипербазитовый пояс Папуа», представляющий собой перидотит-габбро-базальтовый комплекс, прослеживающийся на протяжении 400 км при ширине 40 км. Мощность позднемеловой — эоценовой базальтовой толщи в этом комплексе достигает 4—6 км, мощность зоны, сложенной габбро, 4 км и мощность перидотитовой зоны — 4—8 км. Базальты относятся к толентовому типу с очень низким (до 0,13%) содержанием  $K_2O$ . Среди гипербазитов значительную часть составляют гарцбургиты, которым подчинены дуниты и энстатитовые пироксениты. На юго-восточном окончании п-ова Папуа распространена толща толентовых базальтов позднемелового — палеогенового возраста, ассоциирующая с морскими обломочными отложениями и кремнями. Ее мощность достигает 3 км. Она прорвана комплексом миоценовых высококальциевых интрузивов — от биотитовых пироксенитов до сиенитов.

В перечисленных районах наблюдаются наиболее крупные выходы на поверхность пород Периокеанического пояса, по которым можно составить представление о глобальном развитии этой структуры вдоль западной окраины Тихого океана. Однако некоторые менее крупные острова, образующие цепи, удаленные от «базальтовой линии», сложены комплексами пород, соответствующими по возрасту и литологии рассмотренным выше породам Периокеанического пояса. К востоку от Папуа-Новой Гвинеи, на Соломоновых островах, они представлены подводными основными лавами, перидотитами и габбро позднемелового — раннепалеогенового возраста центральной и тихоокеанской групп островов (северо-восточная часть о. Бугенвиль, острова Шуазель, Гуадалканал, Санта-Исабель, Малаита и др.). При этом необходимо отме-

тить присутствие на о. Малаита щелочных — ультраосновных пород типа анкаратритов и альнеитов. К числу дуг с отчетливо выделяющимся комплексом пород основания относится далеко выдвинутая в океан Алеутская дуга. В связи с тем, что в тылу ее находится глубоководная впадина с корой субокеанического типа, представляет интерес широкое распространение среди пород ее основания кислых вулканитов.

В западной части Алеутской дуги фундамент Ближних островов (острова Атту, Агатту и Шемя) сложен тонкозернистыми морскими осадочными породами, кремнями, конгломератами, подушечными лавами и вулканогенно-обломочными породами (часто турбидитами). Среди вулканитов выделяются две контрастные ассоциации пород: базальт-андезито-базальтовая и липаритовая (кератофировая). В первой ассоциации встречаются как щелочные, так и нормативно-кварцевые базальты с высоким содержанием  $\text{Na}_2\text{O}$  (4—6%) и относительно низким (около 1%) содержанием  $\text{K}_2\text{O}$  [129]. На Командорских островах, являющихся крайним западным звеном Алеутской дуги, наиболее древние образования представлены мощной толщей вулканитов (лав и вулканогенно-осадочных пород) плагиолипаритового и кварц-кератофирового состава. По-видимому, базальты здесь не вскрыты.

Основание остальных дуг, далеко выдвинутых в Тихий океан, не обнажено; здесь известны только вулканиты, которые отражают различные стадии развития самой островной дуги. Лишь на о-вах Тонга условно к породам основания можно отнести базальты и андезито-базальты, поднятые с западного склона желоба Тонга. По-видимому, аналогичные породы слагают также о. Эуа, входящий в группу Тонга. Эти базальты, имеющие допозднеэоценовый возраст, отличаются очень низким содержанием  $\text{K}_2\text{O}$ , не превышающим 0,5%. С ними ассоциируют габбро, встреченные только в обломках.

К числу тектонических элементов Тихого океана принадлежат также дуги Карибского бассейна (Большие и Малые Антильские острова) и дуга Скоша. Эти дуги находятся на окраине Атлантического океана, но полностью аналогичны по характеру вулканизма тихоокеанским дугам. Включение в данный обзор островных дуг Карибского бассейна оправдано также сходством пород их основания с породами Периокеанического пояса. На всех островах Большой Антильской дуги (Куба, Испаньола, Пуэрто-Рико и Ямайка) выходят мощные толщи вулканогенно-осадочных пород, состоящих главным образом из базальтов и продуктов их переработки в морских условиях, но включающие также кислые породы типа кератофиров и трахиандезитов. По-видимому, аналогичные толщи образуют также основание Малых Антильских островов, поскольку на о. Дезирад (восточнее о. Гваделупа) выходят близкие по возрасту основные подушечные лавы, кремни и кератофиры.

Наиболее древние вулканические породы этих комплексов относятся к доальбскому времени. Они известны на Виргинских островах (Большие Антильские острова) и, возможно, на о. Дезирад. Среди них выделяются спилиты и базальты, а также кератофиры. Более широко распространены альбско-верхнемеловые вулканогенно-осадочные толщи, которые известны на островах Куба, Ямайка, Испаньола и Пуэрто-Рико. В этих районах базальты, содержащие иногда до 2%  $\text{K}_2\text{O}$ , ассоциируют с высококальциевыми андезитами и трахиандезитами. На всех островах Большой Антильской дуги известны крупные массивы гипербазитов (преимущественно серпентиниты), а также габбро; наиболее молодые

интрузивы представлены палеогеновыми кварцевыми диоритами и монцонитами.

О строении основания расположенной между Южной Америкой и Антарктидой дуги Скоша имеется мало данных. На о. Южная Джорджия распространена мощная нижнемеловая толща флишеидно переслаивающихся вулканомиктовых песчаников и сланцев, образованных из андезитового обломочного материала, содержащая потоки базальтов и спилитов. На Южных Оркнейских островах известна аналогичная толща. Простираются ли эти толщи к вулканам Южных Сандвичевых островов — неизвестно.

Суммируя все сказанное о комплексах пород, которые образуют основание островных дуг Тихого океана, можно заключить следующее.

1. Образование этих комплексов связано с развитием глобальной структуры, окаймлявшей западную окраину Тихого океана в конце мелового периода и в палеогене.

Эта структура, названная Периокеаническим поясом, во многом сходна с «классическими» геосинклиналями, однако отличается от них рядом черт, и в первую очередь резкой асимметричностью. Ее приконтинентальная граница («базальтовая линия») является принципиальным тектоно-магматическим разделом, отделившим приконтинентальные районы Азии и Австралии от той области Тихого океана, где в кайнозойе главным образом начала развиваться система островных дуг. Исключение составляют Японские острова и Новая Зеландия, где наблюдаются все признаки кайнозойской активизации тектоно-магматических процессов, связанные с развитием островных дуг на древнем складчатом цоколе. Со стороны Тихого океана граница Периокеанического пояса менее резка, «распльвчата»; более того, имеются данные о связях структурных элементов ложа Тихого океана и Периокеанического пояса.

2. Магматические комплексы Периокеанического пояса слагают зоны, вытянутые вдоль «базальтовой линии». Во многих случаях наблюдается закономерное изменение состава и возраста пород: наиболее древние и более щелочные породы располагаются у «базальтовой линии», а более молодые и менее щелочные — вблизи океана.

3. Среди рассмотренных магматических комплексов преобладают базальты, а среди интрузивных пород — гипербазиты и габбро. Однако «настоящие» офиолиты среди них представляют собой скорее исключение, чем правило. Кроме базальтов присутствуют кислые породы, часто отличающиеся повышенной щелочностью. Обычно они образуют с базальтами контрастные ассоциации, тогда как непрерывные серии (от базальтов до липаритов с преобладанием андезитов) среди вулканических комплексов основания островных дуг практически отсутствуют.

4. Не устанавливается закономерной приуроченности кислых вулканических пород к приконтинентальным зонам Периокеанического пояса. Вблизи границы пояса преобладают базальты; в некоторых случаях кислые породы концентрируются в основании дуг, отделенных от континента глубоководными впадинами (Алеутская дуга).

5. Базальтовые ассоциации содержат производные как толеитовой базальтовой магмы, так и щелочной базальтовой магмы, между которыми существуют переходы по латерали и по разрезу. Большинство базальтов отличается как от базальтов срединных океанических хребтов (главным образом повышенным содержанием  $K_2O$ ), так и от ба-

зальтов островных дуг (главным образом пониженным содержанием  $Al_2O_3$ ). В ряде районов, в большинстве случаев вблизи «базальтовой линии», встречаются высококальциевые щелочные базальты, ассоциирующие с трахиандезитами и трахитами.

6. Изредка вместе с базальтами присутствуют ультраосновные и ультраосновные щелочные вулканические породы.

Все эти черты указывают на специфический характер магматизма, предшествовавшего вулканизму островных дуг Тихого океана. Следует особо подчеркнуть, что осевой линией (своеобразным «становым хребтом») многих крупных островов в системе современных островных дуг является «базальтовая линия» (Тайвань, Калимантан, Новая Гвинея и, возможно, Большие Антильские острова), что определяет не только форму этих островов, но и конфигурацию систем островных дуг вообще.

#### МАГМАТИЗМ ОСТРОВНОЙ СТАДИИ

Наиболее характерной чертой большинства островных дуг Тихого океана служит приуроченность к ним цепочек действующих вулканов, причем изучение геологической истории показывает, что интенсивный вулканизм с самого начала сопровождал развитие островных дуг. Поэтому ниже основное внимание уделяется вулканическим дугам, которые часто рассматриваются как внутренние структурные элементы двойных дуг, хотя по отношению к Тихому океану они обычно занимают «внешнее» положение.

В большинстве районов западной части Тихого океана начало формирования собственно островных дуг отмечается появлением специфической ассоциации мелководных морских вулканогенно-осадочных и вулканических образований, включающих широкую серию пород — от базальтов до дацитов (липаритов) с преобладанием андезитов. Породы этих ассоциаций часто интенсивно пропилитизированы, вследствие чего получили в Японии название «зеленых туфов». Хотя последующее изучение показало, что в ассоциации этого типа преобладает переотложенный в морских условиях обломочный вулканический материал и «настоящие» пирокластические образования в них редки, название «зеленые туфы» было нами сохранено за соответствующим типом формации, характерным для ранней стадии развития островных дуг. Основными чертами этой формации, связанными с островными, а отчасти с подводным режимом вулканизма, являются: тесная связь вулканических и морских вулканогенно-осадочных пород, обычно сложенных близкими или одинаковыми по составу обломками; нормальная слоистость большинства вулканогенно-осадочных пород и наличие отдельных пачек или толщ с градационной слоистостью; присутствие специфических вулканических пород, часто имеющих кислый состав и носящих следы извержения и (или) отложения в водной среде (пемзы подводных пирокластических потоков, шаровые и подушечные брекчии, гиалокластиты и др.), наряду с субаэральными вулканитами. К числу характерных особенностей формации зеленых туфов можно отнести также обилие конгломератов и туфоконгломератов, отличающихся лишь количеством пирокластического материала в цементе и состоящих из галек и валунов эффузивов.

Фауна содержится в вулканогенно-осадочных породах этого типа в большом количестве и обычно имеет хорошую сохранность. Очень характерны ассоциация тонкообломочных вулканогенно-осадочных по-

род с диатомитами и полное отсутствие яшм и кремней, что существенно отличает их от вулканогенно-осадочных комплексов основания островных дуг. Мощность формации обычно не превышает 1—2 км, хотя местами достигает 4500 м (трог Аура в Папуа-Новой Гвинее). Формация зеленых туфов миоценового или позднеолигоцен-миоценового возраста распространена на Камчатке, наиболее полно представлена в ее юго-восточной части, связанной с Курильской дугой; она известна на островах Большой Курильской дуги и широко развита в Японии, особенно в ее Северо-Восточной дуге. На Алеутских островах она относится к неогену и представлена вулканическими песчаниками и конгломератами, переслаивающимися с туфобрекчиями или переходящими в них. На о-вах Рюкю ей соответствуют слоистые зеленые туфы, вулканомиктовые породы и вулканические брекчии с потоками лав, которые предположительно относятся к эоцену-миоцену. На островах Марианской дуги морские мелководные вулканогенно-осадочные толщи, состоящие из обломков андезитов, имеют возраст от эоцена до миоцена. На Соломоновых островах и на островах Новая Гвинея и Новая Британия также известны аналогичные образования, которые относятся к палеогену или миоцену. Однако наиболее хорошо они изучены на о-вах Фиджи, где неогеновые вулканогенно-осадочные толщи также образовались в результате синхронных процессов вулканизма и морского осадконакопления [122]. Здесь выделяются две ассоциации пород: первично-вулканическая, в которую помимо собственно вулканических пород включаются эпикластические брекчии и вулканогенно-осадочная, сложенная относительно более мелкообломочными породами, которые состоят из обломков вулканитов, отложенных в море. Аналогичные толщи описаны также на Новых Гебридах, где в них наряду с относительно глубоководными присутствуют также мелководные и субаэральные вулканогенно-осадочные и вулканические породы.

К этому же типу относятся вулканогенно-осадочные миоценовые образования о. Северного в Новой Зеландии. На островах Карибского бассейна близкие по характеру вулканогенно-осадочные толщи образовались преимущественно в эоцене. Они выходят на Больших и Малых Антильских островах. Следует отметить, что в экваториальной зоне Тихого и Атлантического океанов в формацию зеленых туфов обычно входят известняки преимущественно в виде обломочных пород, образовавшихся в результате разрушения коралловых рифов, тогда как в более северных широтах формация имеет отчетливо вулканомиктовый состав.

Для «зрелых» островных дуг, в значительной мере утративших островной характер, или для наиболее крупных вулканических островов, длительное время не размывавшихся морем, характерно широкое развитие ассоциаций вулканических и вулканогенно-осадочных пород, которые накопились в субаэральных условиях. Основными их компонентами являются вулканические брекчии и потоки лав. Менее распространены туффиты и специфические вулканические образования, такие, например, как игнимбриты и туфолавы. Среди вулканических брекчий выделяются: а) лавобрекчии, образующиеся при трении отдельных частей внутри движущейся массы экструзива или при раздроблении застывающих частей лавового потока; б) пирокластические брекчии, среди которых выделяются отложения «раскаленных лавин» или агломератовых потоков, возникающих при взрывах типа Пеле или Безымянного, а также брекчии, образующиеся при вулканических и фреатиче-

ских взрывах; в) эпикластические брекчии, обломки в которых образуются при разрушении консолидированных вулканических построек и перемещаются под действием силы тяжести; г) лахаровые брекчии, состоящие из пирокластических обломков или обломков разрушенной части вулканической постройки, перенесенных лахарами.

Толщи, сложенные вулканическими брекчиями, лавами и игнимбритами и другими не переотложенными в воде вулканическими породами, протягиваются иногда на многие сотни километров, сохраняя свои главные черты и не имея четких подводных каналов. Однако преобладание в некоторых участках вулканических зон лав, а в других — брекчий, а также концентрация игнимбритов вокруг определенных центров позволяют предполагать, что извержения относились к центральному типу, а последующая нивелировка вулканов связана с их разрушением в результате мощных эксплозий, с обрушением вулканических построек под действием силы тяжести и с переотложением материала лахарами, лавинами и временными потоками.

Подобного типа толщи служат основанием потухших и действующих вулканов в Срединном хребте на Камчатке, в юго-восточной части Камчатки, на Курильских островах, в Японии и во многих других районах, где вулканизм имеет длительную историю, в ходе которой произошло слияние вулканов, периодически размывавшихся морем, в вулканический горный хребет, возвышающийся над уровнем моря. Этот тип вулканогенных толщ был назван автором «вулканогенной молассой».

Таким образом, для «зрелых» островных дуг характерна смена во времени формации зеленых туфов вулканогенно-молассовой формацией. В случае отсутствия этих формаций в основании современных наземных вулканов вулканические зоны имеют резко наложенный характер (например, Восточно-Камчатская зона, см. рис. 40).

В течение длительного времени вулканические породы островных дуг рассматривались как представители единой («тихоокеанской») известково-щелочной серии. Выше было показано, что вулканические породы основания островных дуг относятся к разным петрохимическим типам, в том числе и к щелочному высококальцевому («атлантическому») типу. В последнее время пересматриваются также представления об однородном составе вулканических пород, связанных с развитием собственно островных дуг. Вслед за Х. Куно [51] многие исследователи вулканизма островных дуг предполагают, что здесь развиты по крайней мере три «ассоциации», или «серии», пород: толентовая, известково-щелочная (высокоглиноземистая, по Х. Куно) и шошонитовая [14]. Границы между ними проводятся условно, так как установлено, что существуют постепенные переходы между этими ассоциациями. Обычно для классификационных целей используют некоторые петрохимические диаграммы или их комбинации: бинарную диаграмму  $\text{SiO}_2 - (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ , на которую нанесены граничные линии согласно Х. Куно, диаграмму  $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O}$  и тройную диаграмму  $AFM$ , т. е.  $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}) - (\text{FeO} + 0,9\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO}) - \text{MgO}$ . Однако следует сразу же подчеркнуть, что использование этих диаграмм обычно не дает однозначного ответа на вопрос о принадлежности вулканических пород к той или иной ассоциации, что связано прежде всего с существованием постепенных переходов между ними, а также с тем, что разные группы пород в пределах природных вулканогенных комплексов иногда относятся к разным петрохимическим типам. С другой стороны, породы,

принадлежащие к разным петрохимическим типам, могут быть сходными по какому-либо одному признаку. Так, в частности, на диаграмме АФМ практически не отличаются известково-щелочная и шошонитовая ассоциации, поскольку обе они не обогащены железом. Для качественной оценки тех или иных особенностей вулканических пород примененные указанные диаграмм возможно и общепринято.

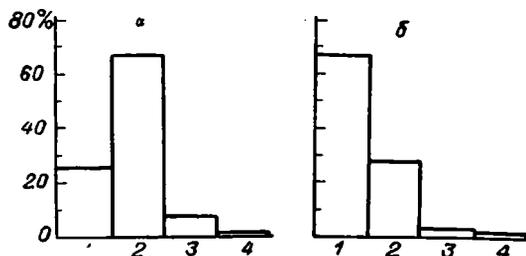
В уже упоминавшейся работе Х. Куно [51] рассматривается одна из наиболее общих закономерностей петрохимического состава вулканических пород островных дуг, а именно латеральная зональность, заключающаяся в приуроченности щелочной (шошонитовой) ассоциации к тыловым (внутренним) районам, а толеитовой — к внешним районам островных дуг. Однако четко выраженная зональность представляет собой лишь частный случай расположения вулканов различных петрохимических типов в сложных дуговых системах, в которых отдельные районы зачастую утратили свой «островной» характер (например, Камчатка, Новая Гвинея). Для них характерен обычно полный ряд вулканогенно-осадочных формаций — от глубоководных вулканогенно-турбидитовых формаций основания до мелководных («зеленотуфовых») и субаэральных (вулканогенно-молассовых) формаций, тесно связанных с современными вулканами. На других «простых» дугах, обычно состоящих из цепочек четвертичных островов-вулканов, преобладают вулканические породы какого-либо одного петрохимического типа. К таким дугам в первую очередь следует отнести о-ва Тонга — Кермадек и расположенные между ними подводные вулканы [106, 128]. Все вулканы здесь являются четвертичными, и большинство их извергалось в историческое время.

На вулканах группы Кермадек преобладают базальты, на о-вах Тонга наряду с базальтами присутствуют андезиты и дациты, хотя некоторые вулканы также являются полностью базальтовыми (о. Ньюафо). Все вулканы характеризуются очень низким содержанием щелочей, особенно  $K_2O$ . Там, где продолжение вулканической зоны Кермадек пересекает о. Северный Новой Зеландии, характер вулканических пород и тип вулканизма резко меняются: кислые породы (игнимбриты) резко преобладают над породами среднего и особенно основного состава.

К тому же типу дуг, что и острова Тонга и Кермадек, относятся дуги Идзу-Бонинская и Скоша, причем последняя по составу вулканических пород является особенно простой. По данным П. Е. Бекера [102], на Южных Сандвичевых островах преобладают базальты с низким содержанием  $K_2O$ , составляющие до 70% всех проанализированных пород (рис. 34). Южные Сандвичевы острова отличаются также небольшими размерами (наиболее крупный о. Монтегю имеет площадь до 200 км<sup>2</sup>), вулканические породы датируются на них калий-аргоновым методом от 0,7 до 4 млн. лет. Большинство вулканов относится к категории действующих. На Идзу-Бонинской дуге активные вулканы сосредоточены на островах Идзу и Волкано, тогда как о-ва Бонин, лежащие к востоку от последних, сложены эоценовыми андезитами, перекрытыми миоценовыми и более молодыми коралловыми известняками. Поэтому можно говорить о современной дуге Идзу — Волкано. О-ва Волкано состоят из трех вулканических конусов, наиболее крупный из которых вулкан Иво-Дзима. Вулканы Иво-Дзима и Син-Иводзима выделяются щелочным составом своих пород, представленных трахиандезитами. Все вулканы о-вов Идзу и северный вулкан из группы Волкано (Кита-Иво-Дзима)

Рис. 34. Соотношение пород на Малых Антильских (а) и Южных Сандвичевых (б) островах, по Бэкеру [102].

На оси ординат — частота, %; на оси абсцисс — типы пород: 1 — базальты, 2 — андезиты, 3 — дациты, 4 — липариты.

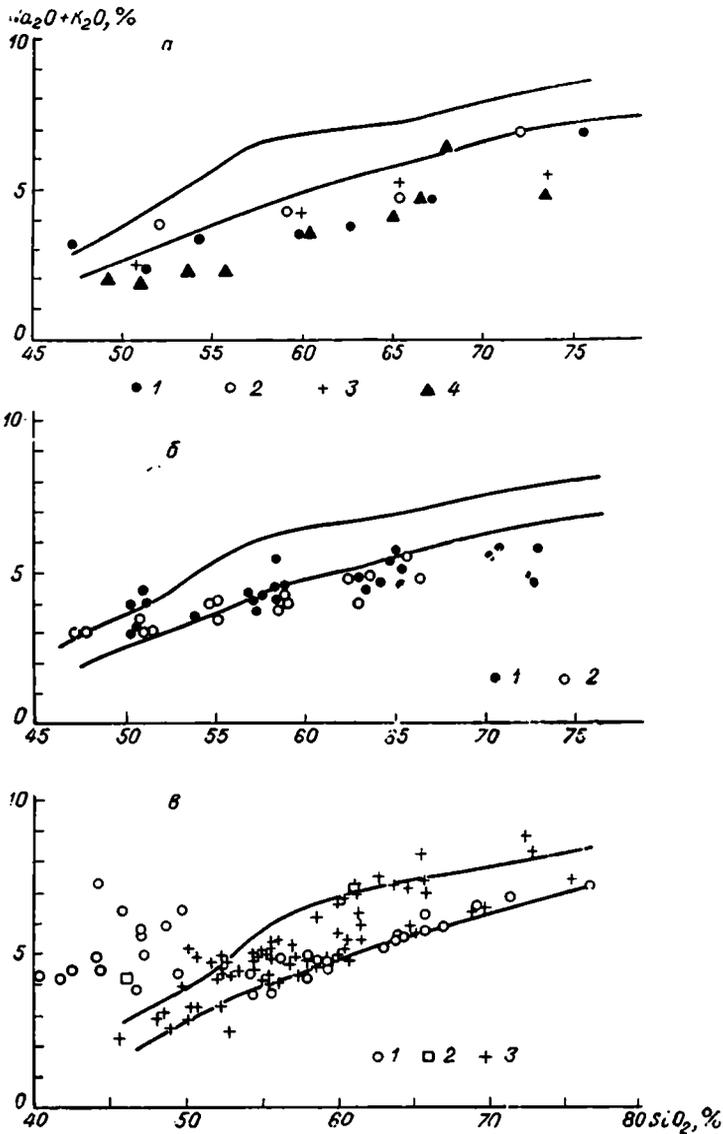


характеризуются преобладанием базальтов, относящихся к толентовому типу и отличающихся небольшим содержанием щелочей, особенно  $K_2O$  ( $<0,5\%$ ). Наряду

с базальтами в резко подчиненном количестве присутствуют андезиты и дациты, также относящиеся к толентовому типу (рис. 35). Перечисленные дуги характеризуются, следовательно, отсутствием четко выраженного зеленотуфового основания и преобладанием молодых (четвертичных) вулканов, извергающих породы преимущественно толентовой ассоциации с низким содержанием щелочей. Фигуративные точки составов вулканических пород на диаграммах, предложенных Х. Куно, располагаются в поле толентовой ассоциации (см. рис. 35). На диаграммах *AFM* для них характерен четкий тренд к вершине *F* и резкий излом этого тренда по направлению к вершине *A* (рис. 36). Э. Н. Эрлих [97], отнесший указанные дуги к тектоническому типу Идзу—Бонин, подчеркнул тесную связь их особенностей с характером рельефа, а именно, с преобладанием умеренных высотных отметок эрозионно-тектонического рельефа (0—200 м) и погруженностью большей части их структуры под уровень океана. Поскольку о-ва Бонин не содержат действующих вулканов и, вероятно, являются частью древней Марианской островной дуги, удобнее выделять этот тип дуг как кермадекский.

Более развитыми дугами, по сравнению с рассмотренными выше, являются Курильская, Марианская и Малая Антильская. Эта особенность для последней была впервые отмечена П. Е. Бекером [102], который установил, что эта дуга по сравнению с дугой Скоша является более древней, а среди ее вулканитов преобладают андезиты, составляющие до 65% всех проанализированных пород. Последующие исследования позволили уточнить эту характеристику [174]. Они показали, что главные петрохимические особенности пород Малых Антильских островов заключаются в высоком среднем содержании  $SiO_2$  (60—64%), высоким содержанием  $Al_2O_3$  и  $CaO$ , низких значениях  $TiO_2$ . Лишь два острова на южном конце дуги — Гренада и Сен-Винсент — отличаются составом своих вулканитов. На о. Гренада наряду с породами, сходными с другими малоантильскими, присутствуют высокощелочные недосыщенные кремнеземом базальты, тогда как на о. Сен-Винсент преобладают андезито-базальты с содержанием 53%  $SiO_2$ . В отличие от рассмотренных выше дуг кермадекского типа к толентовой (низкощелочной) петрохимической ассоциации на о-вах Малой Антильской дуги относятся лишь андезито-дациты и более кислые породы, тогда как базальты и андезито-базальты представлены известково-щелочным («высокоглиноземистым», по Х. Куно) типом (рис. 35). Как отмечалось выше, в основании действующих вулканов Малых Антильских островов выходят эоценовые породы, которые можно отнести к формации зеленых туфов.

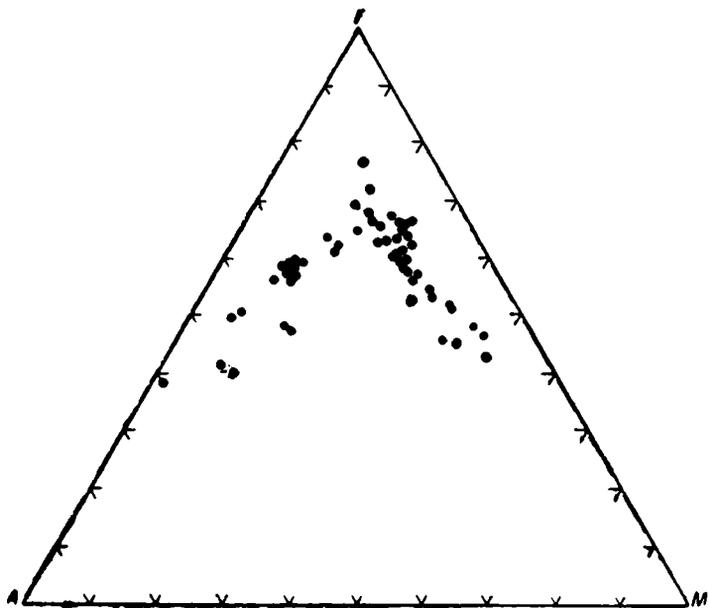
Рис. 35. Соотношение суммы щелочей и  $\text{SiO}_2$  в вулканических породах островных дуг Тихого океана.



а — четвертичные вулканы: 1 — Идзу-Боннинской дуги, по Э. Н. Эрлиху [97]; 2 — Малой Антильской дуги, по П. Бэкеру [102]; 3 — дуги Скоша, по П. Бэкеру [102]; 4 — дуги Тонга-Кермадек, по А. Эварту, В. Брайену [128] и Р. Бразерсу [106];  
 б — Курильские острова: 1 — неогеновые породы, по В. Ротману, 1975 г.; 2 — четвертичные породы, по Э. Н. Эрлиху [97];  
 в — Алеутские острова и юго-западная часть Аляски, по Х. Куно [51]; 1 — о-ва Прибылова, 2 — о. Богослов, 3 — главная часть Алеутских островов.

Большая Курильская дуга по геологическим чертам и петрохимическим особенностям вулканитов близка к Малой Антильской дуге. На всех наиболее крупных островах Курильской гряды выходят породы формации зеленых туфов раннемиоценового, возможно олигоценового, возраста. Эти породы прорваны интрузивами, состоящими из габбро, диоритов, гранодиоритов и плагиогранитов с преобладанием диоритов. Более молодые — среднемиоценовые и верхнемиоцен-плиоценовые — породы Большой Курильской гряды также представлены вулканическими и вулканогенно-осадочными образованиями, накопившимися в морской мелководной обстановке. Среди них присутствует широкая гамма вулканитов — от базальтов до липаритов. Лишь наиболее молодые из них (верхнеплиоценовые) знаменуют переход к устойчивым субаэральным условиям вулканизма и включают в себя значительное количество лахаровых брекчий. Четвертичные и современные вулканы, «насаженные» на фундамент из неогеновых вулканогенно-осадочных образований или представляющие собой изолированные островные или подводные конусы, распределены вдоль всей цепи Курильских островов. В. И. Федорченко [88] выделяет среди них четыре генетических типа. Вулканы первого типа сложены лавами и пирокластическим материалом базальтового и андезито-базальтового состава (Алаид на о. Атласова, Атсонопури на о. Итуруп, Тятя на о. Кунашир и др.). Ко второму типу относятся сложные вулканические конусы и вулканические хребты, состоящие из широкого спектра пород — от базальтов до андезитов и дацитов при преобладании андезитов (вулканы Мильна на о. Симушир, Богдана Хмельницкого на о. Итуруп и др.). Вулканы третьего типа отличаются от вулканов второго типа широким развитием кальдер (вулканы Заварицкого на о. Симушир, Медвежий на

Рис. 36. Диаграмма *AFM* для четвертичных вулканических пород о-вов Тонга-Кермадек, по данным А. Эварта и В. Брайена [128].



о. Итуруп, Головнина на о. Кунашир и др.). К четвертому типу относятся мелкие экструзии риолитов и дацитов.

Несмотря на то что вулканизм на Курильских островах имеет длительную историю и характеризуется многообразием форм проявления, общему составу пород в целом свойственна (при некоторых латеральных вариациях) устойчивость главных петрохимических черт. Так же, как на Малых Антильских островах, здесь базальты и андезито-базальты по содержанию щелочей относятся к известково-щелочному (высокоглиноземистому) типу, а андезито-дациты и более кислые породы — к толеитовому (см. рис. 35). При этом андезиты занимают «пограничное» положение. Несколько пониженной общей щелочностью отличаются породы центральной группы островов.

Марианские острова образуют юго-восточную часть архипелага, включающего также Идзу, Бонин, Волкано и протягивающегося от о. Гуам на юге до Японских островов, на севере, примерно на 3000 км. Как уже отмечалось, на островах Гуам и Сайпан, а также на заключенных между ними островах Рота и Тиниан распространены эоцен-миоценовые зеленые туфы — мелководные вулканические и вулканокластические толщи, включающие также коралловые рифы и обломочный материал, из них образованный. При этом на о. Гуам породы колеблются по составу от базальтов до андезитов, а на о. Сайпан — от андезитов до липаритов [166, 170]. Базальты и андезито-базальты относятся к известково-щелочному типу, а все более кислые породы, включая андезиты, — к толеитовому. Имеются данные, свидетельствующие о том, что древняя островная дуга протягивалась на север вплоть до о-вов Бонин [149].

Острова Марианской дуги, расположенные к северу от о. Сайпан (т. е. Анатахан, Сариган, Гугуан, Аламаган, Паган, Агрихан, Асунсьон, Маиг и Фаральон-де-Пахарос), являются надводными частями вулканических конусов, большая часть которых находится под водой. Все они относятся к числу действующих вулканов и отличаются однородным базальтовым составом вулканических продуктов [149]. Однако в отличие от п-ова Идзу и о. Волкано эти базальты относятся к известково-щелочному типу, сходному с базальтами о. Гуам (сумма щелочей в среднем составляет в них 3,4%, содержание  $K_2O$  — 0,7%).

Таким образом, для рассмотренных выше дуг характерны некоторые общие черты. Наряду с действующими вулканами здесь присутствуют свидетельства более древней вулканической активности в виде выходов формации зеленых туфов. Вулканические породы этих дуг условно можно отнести к двум типам ассоциаций: высокоглиноземистой (известково-щелочной) и толеитовой, причем к первой принадлежат основные породы вулканических комплексов, а ко второй — кислые.

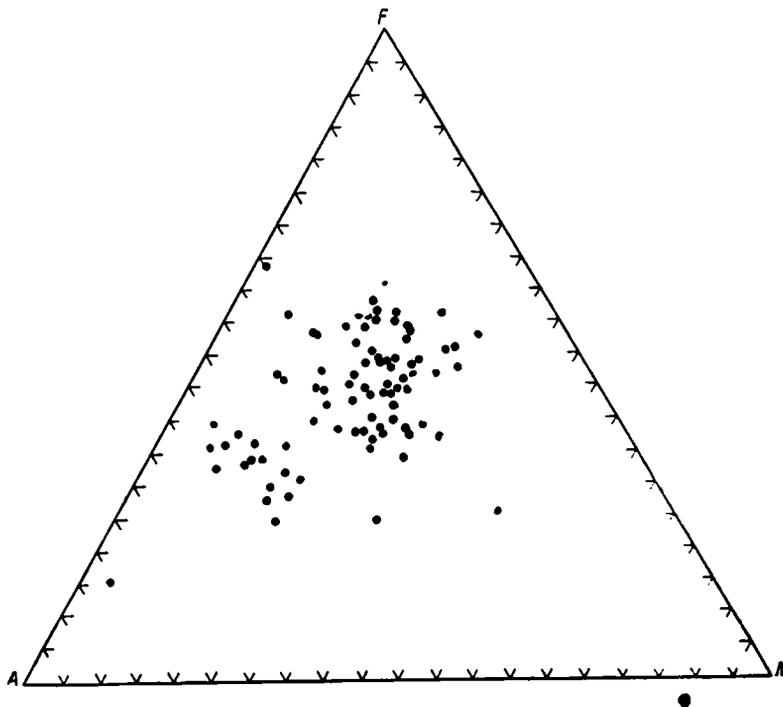
По существу такое разделение единых комплексов искусственное и отражает лишь недостатки классификации, основанной на изучении вулканических пород определенных типов дуг. Петрохимический тип, к которому принадлежат вулканические породы Курильской и других аналогичных дуг, является самостоятельным и отличается от выделенного в Японии X. Куно высокоглиноземистого типа более медленным накоплением щелочей в кислых породах, что отражается не только на характере наклона трендов на рассмотренных диаграммах  $SiO_2$ —( $Na_2O + K_2O$ ), но и на отсутствии на диаграммах *AFM* четких трендов, направленных к вершине A. Большинство фигуративных точек, отвечающих составам пород Курильской, Малой Антильской и Мариан-

ской дуг, группируется в центральной части треугольников *AFM*, образуя поля, лишь слабо вытянутые по направлению к вершине *A* (рис. 37). Несмотря на преобладание на некоторых островах рассмотренных дуг базальтов, в целом для них характерно широкое распространение андезитов, составляющих большинство пород.

Таким образом, Курильская, Марианская и Малая Антильская дуги представляют собой один тип островных дуг, который можно назвать курильским. Следует заметить, что к этому типу относятся как двойные островные дуги (Курильская), так и выдвинутые в океан одиночные дуги (Марианская).

Для следующего типа дуг, представителем которого является Алеутская гряда, показательное присутствие на наиболее эродированных островах не только формации зеленых туфов, но и комплекса пород основания. Большинство молодых вулканических пород здесь принадлежит к высокоглиноземистой ассоциации, по Х. Куно [51]. Дуговая структура Алеутской дуги продолжается до Аляскинского хребта на одном конце и доходит до Камчатки — на другом. При этом самая западная группа островов, включающая Командорские и Ближние (Атту, Агатту, Шемия), лишена действующих вулканов. На породах основания здесь залегают эоцен-миоценовые мелководные морские вулканогенно-осадочные толщи (формация зеленых туфов), химические особенности которых не изучены. В четвертичный период вулканизм в западной части, по-видимому, не проявлялся. На восточном (аляскинском) конце дуги молодые вулканы залегают на мезозойских и отчасти палеозойских породах эвгеосинклинального типа. Большинство Алеутских островов

Рис. 37. Диаграмма *AFM* для неогеновых пород южной группы Курильских островов, по В. Е. Бевзу.



сложено вулканическими и вулканогенно-осадочными породами дочетвертичного возраста — частично олигоцен-миоценовыми, а частично, возможно, более древними, которые прорваны небольшими сложного состава интрузивами — от габбро до гранодиоритов или плагиогранитов. Вулканические породы широко варьируют по составу — от базальтов до липаритов. Пояс четвертичных вулканов лежит к северу от главной структурной оси Алеутских островов. Среди четвертичных вулканитов также установлены как оливниновые базальты, так и липариты; преобладают среди них андезиты. Все они, кроме пород о. Богослов и некоторых дайковых пород о. Канага, относятся к известково-щелочной (высокоглиноземистой) ассоциации, что отчетливо видно на диаграмме  $\text{SiO}_2 - (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$  (см. рис. 35). На диаграмме *AFM* для них характерен четкий тренд обогащения щелочами. Существенной особенностью Алеутской дуги является появление в ее тыловой части пород, близких к шошонитовой (или щелочной) ассоциации с повышенным содержанием  $\text{K}_2\text{O}$ . К ним относятся породы о. Богослов.

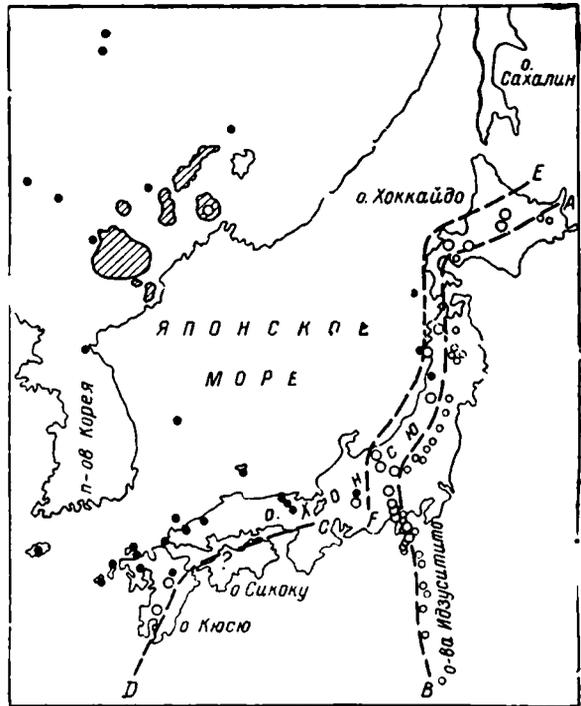
Таким образом, для Алеутской дуги намечаются более отчетливые латеральные вариации состава вулканитов, чем в рассмотренных ранее дугах кермадекского и курильского типов. Подтверждением этого является присутствие на о. Прибылова в Беринговом море, в далеком тылу Алеутской дуги, существенно щелочных пород, которые характеризуются резким преобладанием натрия над калием. Вероятно, к дугам алеутского типа относятся Соломоновы острова, среди пород которых также преобладают высокоглиноземистые андезиты с высоким содержанием щелочей (5—6%). Из числа древних вулканических дуг, не проявляющих активности в настоящее время, к этому же типу принадлежат позднемеловая — эоценовая дуга Больших Антильских островов, плиоцен-четвертичная дуга Северо-Западного Калимантана и, вероятно, некоторые другие небольшие дуги юго-западной части Тихого океана, в том числе дуга Рюкю, которая занимает промежуточное положение между зонами высокоглиноземистых и толеитовых пород Японии (рис. 38).

Перечисленными разновидностями исчерпываются простые дуги с унаследованным петрохимическим типом вулканизма. Все остальные дуги Тихого океана представляют собой сложные тектонические системы, в ходе эволюции которых вулканические зоны меняли свое положение, отмиralи или, наоборот, испытывали бурное развитие. Для большинства сложных систем дуг характерно присутствие нескольких зон вулканов, принадлежащих к различным петрохимическим типам. Отражением тектонической эволюции таких систем является изменение состава вулканитов во времени. Установление закономерностей этой эволюции представляет собой важную задачу петрологии и динамической геологии, которая пока еще далека от разрешения. Одной из наиболее изученных в петрологическом отношении является Японская система дуг, включающая южную часть Курильской дуги, дугу Северо-Восточной Японии, дугу Юго-Западной Японии, северную часть дуги Рюкю и окончание Идзу-Бонинской (см. рис. 38).

Четвертичный вулканизм во всех перечисленных районах тесно связан с предшествующей вулканической активностью неогенового периода, в результате которой в мелководных условиях накопилась формация зеленых туфов, а местами — вулканогенная моласса, залегающие на древнем геосинклинально-складчатом фундаменте. Четвертичные вулканы образуют четкие пояса (зоны), особенно в Северо-Восточ-

Рис. 38. Карта распространения толеитов (мелкие светлые кружки), высокоглинозистых базальтов (большие светлые кружки) и щелочных оливиновых базальтов (черные кружки) в четвертичных вулканах Японии, п-ова Корея и Маньчжурии.

Штриховкой показаны области, сложенные преимущественно щелочными оливиновыми базальтами - позднепалеоген-неогенового возраста; АВ, CD и EF — границы между зонами и щелочных базальтов. по Х. Куно [51].

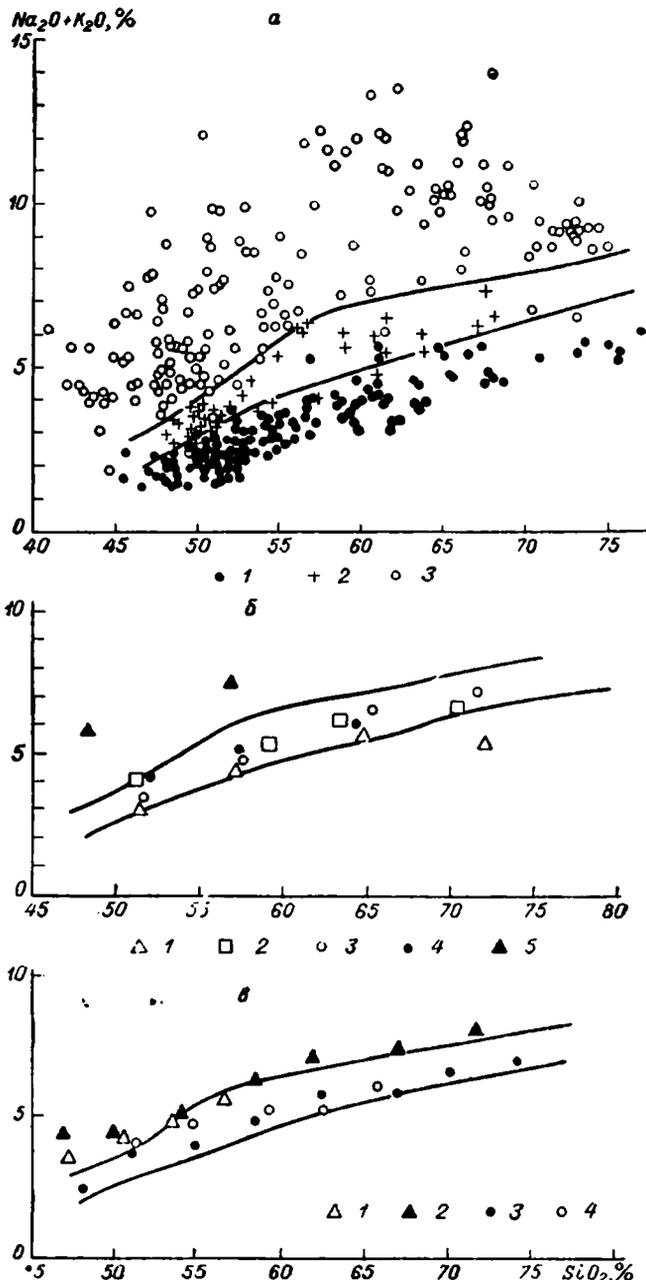


ной Японии (рис. 38 и 39). В зоне Насу, которая протягивается параллельно осевому хребту Северо-Восточной Японии со стороны Тихого океана, вулканы расположены очень тесно, почти сливаясь. Их породы — от пироксеновых базальтов до андезитов-дацитов — относятся к толеитовой ассоциации, согласно Х. Куно [51]. В зоне Тёкай, которая параллельна зоне Насу, но находится ближе к Японскому морю, вулканы расположены не

столь тесно, а продукты их извержения представлены базальтами, андезитами, дацитами и липаритами известково-щелочной (высокоглиноземистой) ассоциации. Они обычно содержат вкрапленники роговой обманки и биотита. Наконец, у побережья Японского моря и на островах находятся вулканы, относящиеся по составу пород к щелочной ассоциации. Особенностью северной части дуги Рюкю, охватывающей главным образом о. Кюсю, является присутствие больших кальдер (Асо, Аира), с образованием которых связано извержение гигантского количества кислого пирокластического материала, в том числе игнимбритов. В этом аспекте соотношение дуги Рюкю и Японского микроконтинента напоминает соотношение дуги Тонга — Кермадек и Новой Зеландии. Породы северной части дуги Рюкю относятся к известково-щелочной ассоциации. Таким образом, структура сложных дуговых систем типа Японии в первую очередь определяется наличием крупных блоков, границами которых служат тектонические элементы дуг секущего направления или их продолжения. Вулканизм отдельных блоков (для Японии — северо-западной и юго-восточной дуг) различается как по интенсивности, так и по составу магматических продуктов. На примере Камчатки (рис. 40) можно видеть, что эволюция вулканизма различных блоков также протекает по-разному и в некоторых случаях отличается большой сложностью.

Состав неогеновых и древнечетвертичных вулканических пород центрального блока Камчатки (см. рис. 39) варьирует в зависимости как от географического положения вулканических зон, так и от возра-

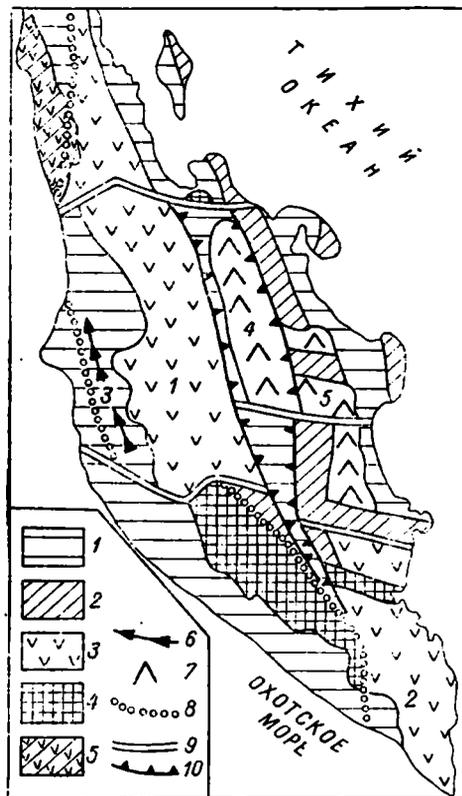
Рис. 39. Соотношение суммы щелочей и  $\text{SiO}_2$  в вулканических породах.



а -- неоген-четвертичные породы Японии, по Х. Куно [51]; 1 — толеиты, 2 — высокоглиноземистые базальты, 3 — щелочная серия;  
 б -- неогеновые породы Камчатки: 1 — плиоценовые породы Восточно-Камчатской зоны; 2—4 — породы Центральнокамчатской дуги (2 — раннемиоценовые, 3 — среднемиоценовые, 4 — позднеплиоцен-плиоценовые); 5 — щелочные базальты Тигильской зоны;  
 в -- четвертичные породы Камчатки: 1—2 — породы Центральнокамчатской дуги, (1 — позднечетвертичные и голоценовые, 2 — ранне-среднечетвертичные, по Н. В. Огородову и др. [14]); 3 — породы Центральнокамчатской депрессии; 4 — породы Восточно-Камчатской зоны, по Э. Н. Эрлиху [37].

Рис. 40. Структурно-вулканическая схема Камчатки.

1 — палеоген-неогеновые прогибы; 2—5 — поднятия, сложенные породами: 2 — главным образом верхнемеловыми, 3 — неогеновыми и четвертичными вулканическими, 4 — метаморфическими, 5 — палеогеновыми; 6 — зона неогеновых щелочных вулканических пород; 7 — зоны четвертичных вулканов; 8 — «базальтовая линия»; 9 — поперечные разломы; 10 — граница Центральнокамчатского рифта; цифры на карте: 1 — Центральнокамчатская вулканическая дуга, 2 — Курило-Южно-Камчатская вулканическая дуга, 3 — Тигильская зона, 4 — вулканическая зона Центральнокамчатской депрессии, 5 — Восточно-Камчатская зона.

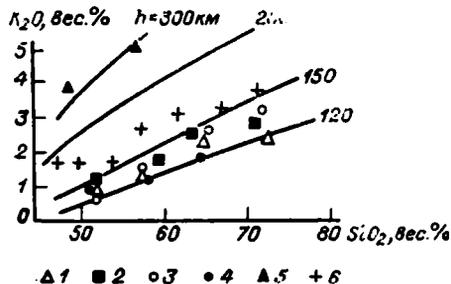


ста пород в пределах одной вулканической зоны. Наиболее четкие вариации наблюдаются в содержании  $K_2O$  (рис. 41).

Исходя из установленной в настоящее время зависимости содержаний  $K_2O$  в лавах современных вулканов островных дуг от расстояния до расположенной под ними сейсмофокальной зоны Заварицкого — Беньофа, Л. Нинкович и Дж. Д. Хейс [156] наметили изолинии глубин сейсмофокальных зон для индо-тихоокеанских островных дуг. Используя эти данные (рис. 42), можно предположить [76], что образование неогеновых вулканических пород происходило при глубине сейсмофокальной зоны под Срединным хребтом (Центральнокамчатской дугой) 120—150 км. Глубины сейсмофокальной зоны в Западной Камчатке, где генерировались породы шошонитовой ассоциации, составляли 250—300 км. Поскольку глубина современной сейсмофокальной зоны под Восточно-Камчатской вулканической зоной (см. рис. 42) соответствует химическим особенностям пород позднеплиоценового комплекса и не согласуется с составом пород Центральнокамчатской дуги и Западной Камчатки, можно предполагать, что в неогене зона Заварицкого — Беньофа занимала более западное положение и что в конце плиоцена и начале четвертичного периода произошло ее смещение в сторону океана. Это хорошо объясняет также несколько повышенную калиевую щелочность древнечетвертичных базальтов Срединного хребта, генерировавшихся при глубине современной сейсмофокальной зоны под этим районом около 200 км.

На рис. 42 показана гипотетическая палеосейсмофокальная зона, наклоненная под континент под тем же углом, что и современная зона Беньофа. Выход гипотетической палеосейсмофокальной зоны на поверхность между Восточным хребтом и современным берегом океана в пределах Восточно-Камчатского прогиба позволяет рассматривать последний в качестве древнего глубоководного желоба, заполненного осадками.

Рис. 41. Соотношение содержаний  $K_2O$  и  $SiO_2$  в породах Камчатки с изолиниями глубин сейсмофокальных зон островных дуг Индо-Тихоокеанского района [156].

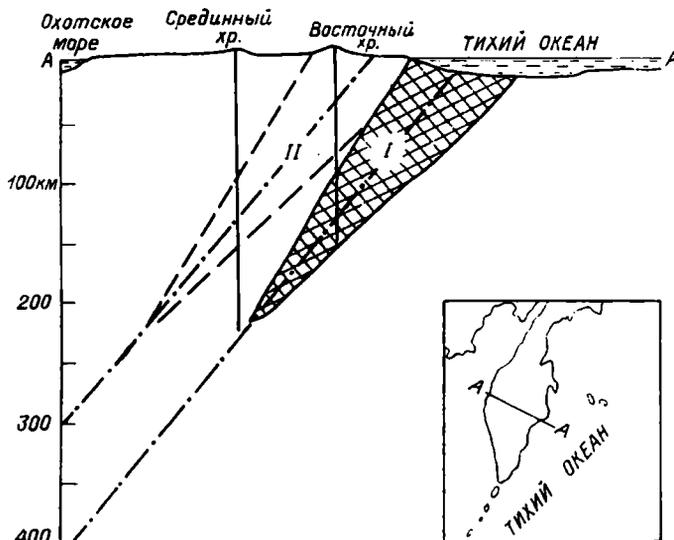


1-3 — Центральная Камчатская дуга: 1 — нижнемиоценовые, 2 — среднемиоценовые, 3 — верхнемиоцен-плиоценовые породы; 4 — верхнеплиоценовые породы Восточно-Камчатской зоны; 5 — щелочные базальты Тигильской зоны; 6 — древнечетвертичные базальты Центральной Камчатской дуги [76].

В четвертичный период главные вулканические процессы на Камчатке сосредоточились, кроме Восточной зоны и ее продолжения на юго-востоке полуострова, также во вновь образованной вулканической зоне Центральнокамчатской депрессии, где расположены наиболее крупные и активные вулканы (Ключевская Сопка, Безымянный, Шевелуч, Толбачик и др.). Несмотря на большое разнообразие типов вулканов и образующих их пород (от оливиновых базальтов до андезитодацитов), все они принадлежат так же, как вулканы Восточной зоны и наиболее молодые вулканы Срединного хребта, к известково-щелочной (высокоглиноземистой) ассоциации (рис. 39 и 43). При этом в Срединном хребте преобладают базальтовые вулканы, отличающиеся от древнечетвертичных вулканов более низким содержанием в лавах  $K_2O$ . Таким образом, для Камчатки характерно почти полное отсутствие пород толеитовой ассоциации, к которой можно отнести лишь некоторые мелкие четвертичные вулканы, находящиеся на побережье Камчатского залива. Эволюция вулканизма Центральной дуги во времени была сопряжена с миграцией вулканического фронта в сторону океана и соответствующим увеличением глубины от оставшихся в тылу вулканов до зоны Беньофа, что сопровождалось изменением состава магмы.

К числу дуг, для которых характерно направленное изменение состава вулканических пород во времени, относятся также о-ва Фиджи и Новые Гебриды. На о-вах Фиджи в период от позднего эоцена до раннего миоцена вулканизм происходил в морских условиях. Базальты, андезиты и плагиолипариты (кератофиры) этого периода относятся изучавшими эту дугу авторами [133] к толеитовой ассоциации. Опубликованные данные указывают на повышенную щелочность основных пород, так что не исключено, что породы первого периода в целом имеют сходство с курильскими. С вулканитами ассоциируют интрузивные породы, варьирующие по составу от оливиновых габбро до кварцевых тоналитов. Вулканисты второго периода (поздний миоцен — ранний плиоцен) на о-вах Фиджи представлены преимущественно роговообманковыми андезитами, относящимися к типичной известково-щелочной (высокоглиноземистой) ассоциации. Их извержение и накопление также происходили в морских мелководных условиях. В направлении с севера на юг возрастает содержание в вулканистах калия и сопутствующих элементов, тогда как общее количество железа в породах возрастает в противоположном направлении. Третий период вулканизма на Фиджи (от плиоцена до современного) отличается базальтовым составом вул-

Рис. 42. Положение сейсмофокальной зоны под Камчаткой [76].



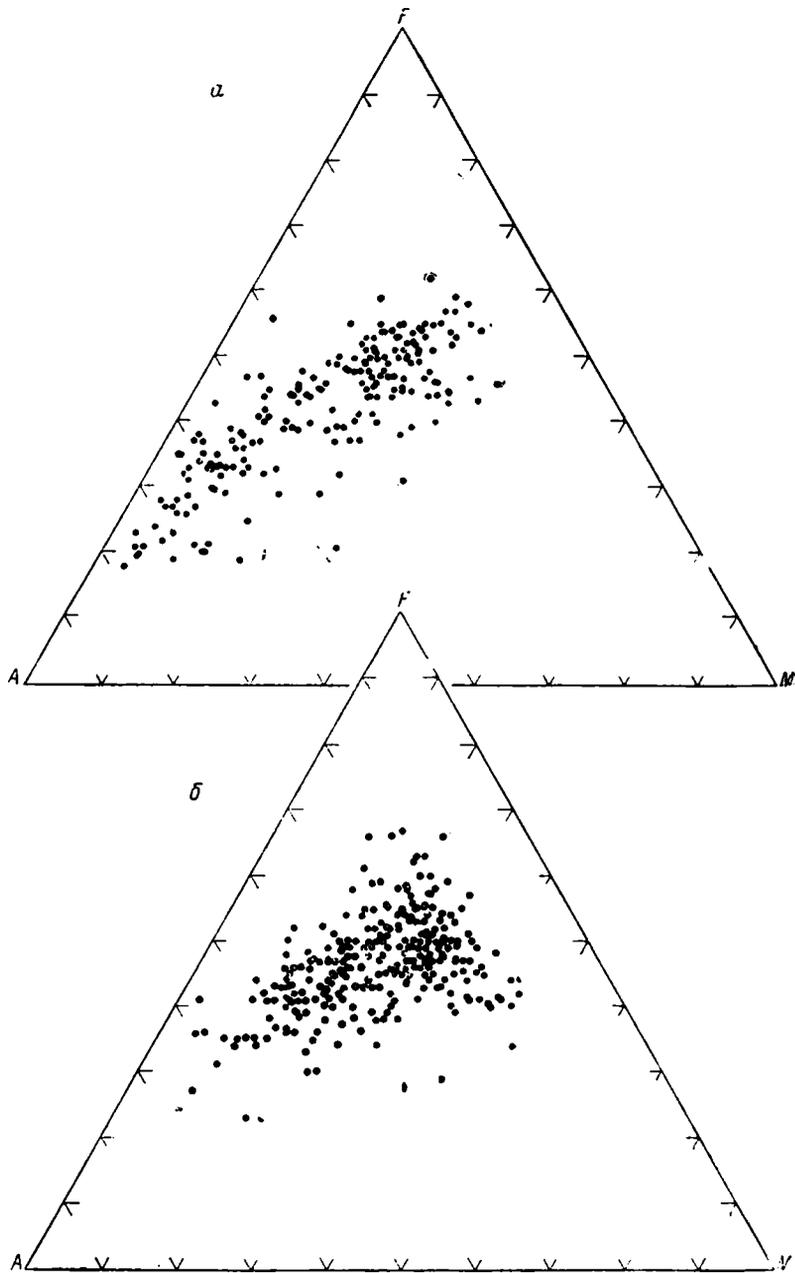
I — в настоящее время, II — в неогене.

канических пород. При этом часть пород относится к щелочной (шошонитовой) ассоциации (общее содержание щелочей в них достигает 8,96%, а содержание  $K_2O$  — 4,00%), а часть представлена щелочными, кварц-толеитовыми и переходными базальтами. Некоторые из наиболее молодых толеитовых базальтов сходны с породами дна океана [133].

На Новых Гебридах первый период вулканизма относится к миоцену. Миоценовые морские вулканогенно-осадочные толщи слагают два пояса островов — Западный и Восточный [115]. Среди вулканитов Западного пояса преобладают андезиты при вариациях состава пород от базальтов до дацитов. Породы относятся к высокоглиноземистой (известково-щелочной) ассоциации. Миоценовые вулканиты Восточного пояса несколько более основные и менее щелочные. В обоих поясах вулканиты прорваны небольшими телами габброс, норитов и диоритов. Между Восточным и Западным поясами находится Центральный пояс потухших и действующих вулканов. Наиболее древними здесь являются миоценовые или плиоценовые богатые кремнеземом и щелочами вулканиты, накопившиеся в подводных условиях. Они включают в себя высококалийные андезиты ( $K_2O$  до 2,6%) и трахидациты ( $K_2O$  до 3,60%). Среди более молодых пород преобладают высокоглиноземистые базальты, которым резко подчинены андезиты. Породы действующих вулканов распадаются на три отчетливые группы: 1) умеренно щелочные оливиновые базальты, ассоциирующие с более щелочными породами, 2) трахиандезиты и 3) высокоглиноземистая базальт-андезитовая серия.

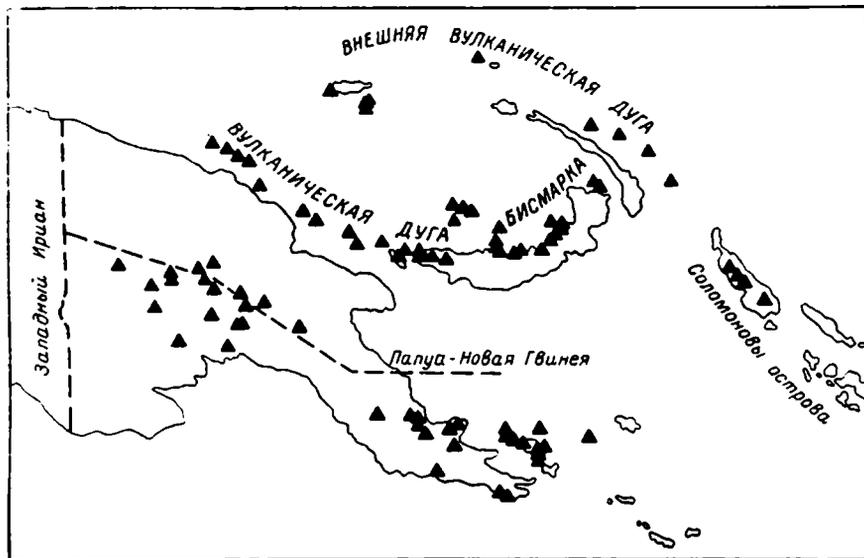
Таким образом, наиболее резкое изменение состава вулканитов во времени характерно для о-вов Фиджи, находящихся между двумя дугами: Тонга — Кермадек на востоке и Новоггебридской на западе. Высказывается предположение, что эта эволюция химизма пород связана с изменением направления движения океанических плит, происшедшим в позднем миоцене [115], или с «расщеплением» единой древней дуги

Рис. 43. Диаграммы *AFM* для вулканических пород Камчатки.



*a* -- неогеновые породы Центральнокамчатской дуги [76]; *б* — четвертичные лавы Восточно-Камчатской зоны [97].

Рис. 44. Схема размещения позднекайнозойских вулканов в Папуа-Новой Гвинее [120].

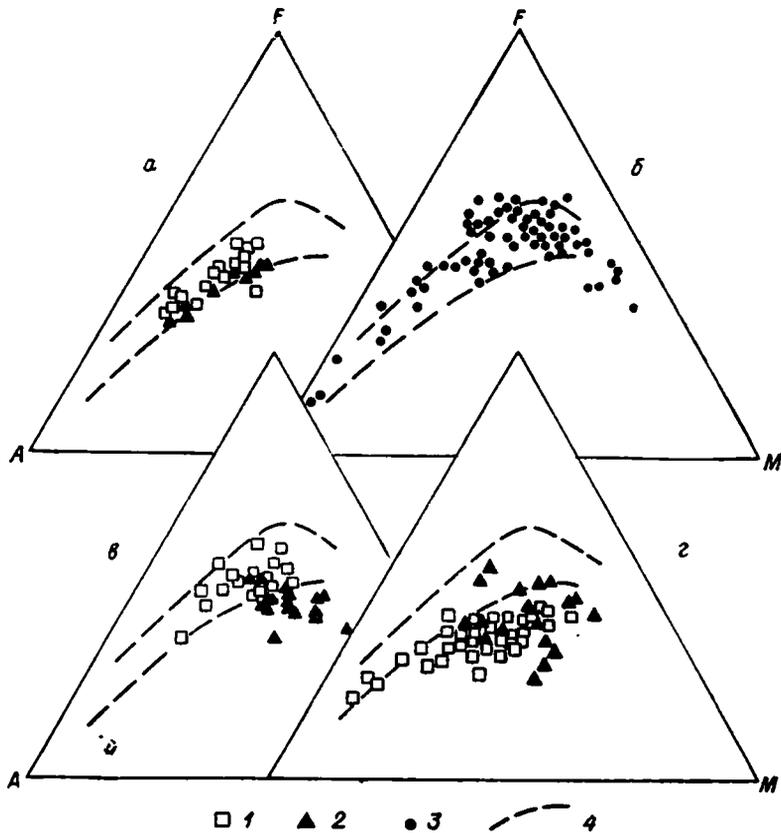


Главные вулканы показаны треугольниками.

на две, одной из которых являются хр. Лау и о-ва Фиджи, а другая представлена о-вами Тонга [133]. Однако нельзя исключить возможность того, что особенности вулканических пород Фиджи связаны с их положением на пересечении древней Новогвинейской дуги и ныне угасшей андезитовой дуги Лау. Так же, как и на Камчатке, смещение вулканической активности из дуги Лау на восток к дуге Тонга — Кермадек могло вызвать повышение щелочности пород в тылу последней и привести к образованию шошонитовой ассоциации на о-вах Фиджи.

Не менее сложную картину представляет собой расположение в пространстве различных петрохимических ассоциаций вулканических пород в районе о-вов Новая Гвинея, Новая Британия, Новая Ирландия и Соломоновых (рис. 44). Здесь выделяются четыре зоны позднекайнозойского вулканизма [120]: 1) вулканы главного о. Новая Гвинея, сосредоточенные в нагорье Папуа, на п-ове Папуа и прилегающих к нему о-вах Д'Энтрекасто; 2) вулканическая дуга Бисмарка, охватывающая вулканы южной окраины Новогвинейского моря от вулкана Рабаул на востоке Новой Британии до островов у северного берега Новой Гвинеи; 3) «Внешняя вулканическая дуга», состоящая из островов, расположенных к северу и востоку от Новой Ирландии и о-вов Адмиралтейства; 4) вулканы о. Бугенвиль, который является северо-западным окончанием цепи Соломоновых островов. Наиболее активны вулканы дуги Бисмарка, часть из которых извергалась в последние сто лет. Большие стратовулканы нагорья Папуа сложены лавами, пирокластическими и лахаровыми образованиями, которые принадлежат к щелочной ассоциации, по Х. Куно [51], или шошонитовой и известково-щелочной высококальциевой ассоциации, по мнению изучавших их авторов (рис. 45). На востоке Папуа позднекайнозойские крупные стратовулканы, многочисленные пепловые и лавовые конусы, потоки лав и агломератов по

Рис. 45. Диаграммы *AFM* для верхнекайнозойских пород Папуа-Новой Гвинеи [120].



1 — известково-щелочные породы; 2 — шшонитовые лавы; 3 — лавы дуги Бисмарка; 4 — границы известково-щелочной серии, по X. Куно; а — внешняя дуга и о. Бугенвиль (треугольники); б — вулканическая дуга Бисмарка, в — нагорье Папуа, г — восточная часть Папуа.

составу также принадлежат щелочной (шшонитовой) ассоциации. На о-вах Д'Энтракасто щелочные базальты ассоциируют со щелочными риолитами.

Вулканы дуги Бисмарка состоят из лав, варьирующих по составу от оливинсодержащих базальтов до липаритов. Андезиты являются наиболее распространенным типом пород, базальты и дациты встречаются реже, и наиболее редки липариты. Породы относятся к толентовой или известково-щелочной ассоциации, причем намечается увеличение содержания в них  $K_2O$  с юга на север, т. е. с удалением от Новобританского желоба.

Большинство изученных лав Внешней вулканической дуги представлено щелочными базальтами с высоким содержанием  $K_2O$  и  $Na_2O$ . Они относятся к шшонитовому петрохимическому типу. На некоторых островах присутствуют также кислые породы (обсидиан, пемзы). Позднекайнозойские вулканы о. Бугенвиль сложены известково-щелочными (высокоглиноземистыми) андезитами и дацитами. Таким образом, в рассмотренном районе между двумя поясами щелочных вулка-

нов (одним, протягивающимся с перерывом вдоль оси Папуа, и другим, соответствующим Внешней вулканической дуге) расположена вулканическая дуга Бисмарка с толеитовым или известково-щелочным петрохимическим типом вулканизма. Это свидетельствует о том, что зависимость состава вулканитов от глубины (от вулканов до зоны Заварицкого — Беньофа) отражает лишь одну из сторон более общей зависимости состава пород от глубины магмообразования и что шошонитовая ассоциация образуется в связи с наиболее глубинными разломами. Эти разломы могут, по-видимому, как на Новой Гвинее и на Камчатке, совпадать с «базальтовой линией», представляющей собой глобальную зону высокой проницаемости; в этом случае шошонитовый тип вулканической ассоциации является преобладающим в вулканической зоне. В других случаях, как на о-вах Фиджи, направленное изменение характера вулканизма свидетельствует о постепенном углублении области магмообразования до достижения ею глубин, необходимых для выплавления пород шошонитовой ассоциации.

\* \* \*

Подводя итог рассмотрению особенностей магматизма островных дуг Тихого океана, можно сделать ряд общих выводов, которые основаны в первую очередь на геологических особенностях распространения вулканических ассоциаций островных дуг.

1. По отношению к структурным элементам Периокеанического пояса вулканические дуги обычно занимают секущее положение, хотя лишь в единичных случаях они пересекают «базальтовую линию». Иногда молодые вулканические зоны располагаются вдоль «базальтовой линии». Многие дуги имеют блоковое строение [17]. При этом различия между блоками проявляются как в характере эволюции вулканизма или в его интенсивности, так и в составе магматических пород.

2. Выявляется ряд последовательных стадий развития островных дуг, которые различаются по типу вулканогенно-осадочных комплексов. На ранних стадиях развития дуг образуется мелководная формация зеленых туфов, на более поздних — вулканогенная моласса, причем для наиболее зрелых вулканических дуг характерно присутствие всего ряда формаций, включая комплекс пород основания, на наиболее эродированных, лишенных действующих вулканов островах.

3. Интрузивные породы, обычно ассоциирующие с формацией зеленых туфов, представлены габбро-диорит-плагногранитовой ассоциацией, комагматичной вмещающим вулканическим породам.

4. Вулканические породы островных дуг представлены широко дифференцированными по  $\text{SiO}_2$  сериями (ассоциациями). Установлено несколько типов таких ассоциаций (толеитовая, известково-щелочная, шошонитовая и некоторые переходные между ними), различия между которыми заключаются прежде всего в содержании щелочей и в первую очередь  $\text{K}_2\text{O}$ .

Несмотря на отсутствие четких петрохимических границ между ассоциациями (вследствие чего правильнее говорить о статистических петрохимических тенденциях, заключающихся в преобладании в данной ассоциации пород того или иного типа), наблюдаются некоторые общие закономерности распространения их в пространстве. В простых островных дугах, выдвинутых в океан, преобладают малощелочные породы («толеитовая ассоциация островных дуг»), среди которых боль-

шинство составляют базальты. С другой стороны, щелочные, обычно высококальциевые породы («шошонитовая ассоциация») сосредоточены в тыловых зонах наиболее зрелых дуг, где они часто располагаются вдоль «базальтовой линии». В этих же зрелых дугах иногда наблюдается латеральная зональность с переходом от шошонитовой ассоциации к толентовой на океанической стороне вулканической дуги.

Вопрос о соотношении во времени этих двух крайних типов петрохимических ассоциаций вулканических пород сложен. Высказывается мнение о том, что толентовая ассоциация по мере развития островной дуги сменяется сначала известково-щелочной, а затем шошонитовыми ассоциациями [141]. Это мнение основано, во-первых, на эволюции пород на о-вах Фиджи и, во-вторых, на общей тенденции увеличения щелочности от древних вулканических пород к более молодым, отмеченной на многих вулканических дугах, в том числе и на Камчатке [76]. Однако, по-видимому, лишь для о-вов Фиджи можно говорить о смене известково-щелочной ассоциации шошонитовой, тогда как в других случаях вариации содержания щелочей не выходят за пределы, характерные для данного типа ассоциаций. Отсюда следует вывод об относительной устойчивости главных петрохимических особенностей вулканических пород в ходе нормальной эволюции островных дуг. Резкая смена одного типа ассоциации другим, появление высокощелочных (шошонитовых) пород в удаленных от континента районах свидетельствуют о нарушении нормальной эволюции островных дуг и требуют в каждом отдельном случае своего объяснения. Выделение главных петрохимических типов простых дуг (кермадекского, курильского и алеутского) имеет генетический смысл, и различия между ними объясняются глубинными тектоно-магматическими процессами, происходящими в Тихом океане между «андезитовой линией» и континентами.

## ВУЛКАНИЗМ ТИХОГО ОКЕАНА

На основании большого комплекса океанографических работ достоверно известно наличие вулканических построек на всем пространстве дна Тихого океана. Они группируются вдоль крупных разломов, далеко за их пределами в котловинах, на поднятиях, подводных хребтах. Все структурные элементы дна Тихого океана характеризуются широким развитием вулканических пород. Бурение и драгирование показывают, что вулканические породы часто не перекрыты осадочным чехлом, а иногда имеют небольшой слой палагонитовых туфов.

Большая часть вулканов, представленных островами, имеет форму, характерную для наземных вулканических построек. Подводные вулканы нередко плосковершинные (гайоты). Наиболее крупные из них известны в западной части океана. Происхождение гайотов обсуждалось в литературе Г. У. Менардом и др. [57, 93]. Общепринятой является гипотеза абразивного срезания вершин вулканов у уровня океана при опускании отдельных вулканов или целых групп. Возможность таких опусканий, вызванных большой массой вулканических построек, была высказана Веннинг-Мейнесом, Р. С. Дитцем и Г. У. Менардом [124]. При исследованиях северо-западной части Тихого океана в районе Гавайского хребта и Императорских гор [57] было сделано предположение, что реальна просадка на глубину до 0,5—1,5 км, т. е. на такую величину, при которой большинство вулканов оказалось под уровнем океана. Но это предположение не удовлетворяло условиям мелководности

в юго-западной части Тихого океана в период существования вулканических сооружений. Кроме того, гайоты о-вов Тубуаи погружены на большую глубину и не имеют краевых рвов, как это характерно для Гавайского хребта и др. Видимо, по мере роста вулкана или группы вулканов в течение всего периода их деятельности поддерживается изостатическое равновесие, иначе трудно объяснить постоянное положение вершины вулкана у уровня океана в течение всего времени его роста [57].

Следует остановиться на возможности перемещения вулканов в связи с дрейфом литосферных плит. Гипотеза плитовой тектоники предполагает, что вместе с океанической корой движутся действующие вулканы, при этом наиболее древние вулканические постройки должны оказаться на флангах движущейся плиты, т. е. либо к западу от Восточно-Тихоокеанского поднятия, либо к востоку от него. Исследования образцов, поднятых с вершин и склонов подводных гор, и определения их абсолютного возраста показывают, что наиболее древние вулканические сооружения расположены в западной части океана. Здесь известны меловые вулканические образования. Интересные данные по возрасту базальтов Гавайского хребта и Императорских гор приводятся в работе Д. Клакью и Г. Дарлимпле, которые на основании датировки пород ( $K - Ar$  и  $^{40}Ar/^{39}Ar$ ), поднятых со склона подводной горы Коко, и других данных приходят к заключению, что вдоль цепи в северо-западном направлении возраст вулканов удревняется. Последние исследования названных авторов показывают, что вулканическая деятельность и скорость раздвижения не были пропорциональными. Во-первых, установлено, что органические остатки в породах, перекрывающих базальты самого северного в Императорской цепи гайота Мейджи, относятся к раннему маастрихту. Следовательно, базальты имеют еще более древний возраст (более 70 млн. лет). Во-вторых, возраст базальтов подводной горы Коко, находящейся на изгибе Гавайского и Императорского хребтов, равен  $46,4 \pm 1$  млн. лет, а не 26 млн. лет, как определен был ранее возраст Гавайского хребта. В-третьих, вулканы юго-восточной части Гавайского хребта являются еще более молодыми, современными.

Таким образом, миграция вулканической деятельности в пределах Гавайско-Императорской цепи и подводных гор намечается с северо-запада на юго-восток от раннего маастрихта до современной эпохи. Промежуточные этапы вулканической деятельности датируются лавами атоллов Мидуэй и Коко.

## ВОСТОЧНО-ТИХООКЕАНСКОЕ ПОДНЯТИЕ

На склонах и гребнях Восточно-Тихоокеанского поднятия известны острова вулканического происхождения: Пасхи, Клиппертон, Ревильо-Хихедо, Гуадалупе и др. Наиболее изучен о. Пасхи. Вулканы Пойке и Рано-Кау в восточной и западной частях острова являются относительно древними сооружениями (3 млн. лет), тогда как вулкан Теревака представлен сравнительно молодыми образованиями (300 тыс. лет). Пойке и Рано-Кау относятся к стратовулканам с пирокластической постройкой, расположение которых контролируется трещинными зонами. Теревака — сложный трещинный вулкан, слагает восточный мыс острова. В нижней части обрывов на севере острова выходят порфировые базальты, или гавайиты, с большим количеством плагиоклаза. К вершине гавайиты становятся более дифференцированными. Вершина вулкана (Пу-Акатики) увенчана небольшим кратером. Склоны вулкана

интродуцированы тремя линейно расположенными куполами, представленными трахитами, которые М. К. Банди определил как оливиновые дацитовые туфы.

На восточном склоне кратера вулкана Рано-Кау обнажается бенморейтовый лавовый поток. Нижняя часть вулкана представлена перемежающимися тонкими лавовыми покровами базальтов и потоками лавы. Верхняя часть кальдеры и стены Оронго сложены потоками лавы. На северо-восточном склоне известен небольшой паразитический кратер (50×350 м) высотой 160 м над уровнем моря, с ним ассоциируют экструзии трахитов. К западу от острова расположены три скалы, сложенные риолитами.

Большая часть поверхности о. Пасхи сложена лавовыми потоками вулкана Теревака. Это лавы гавайитового (преобладают) и базальтового состава. Базальты, как правило, содержат до 20% нормативного гиперстена, являются порфировыми породами с фенокристами плагиоклаза до 1 см ( $Ap_{60-70}$ ). В основной массе небольшие зерна оливина, клинопироксена, плагиоклаза. В базальтах лавового поля Ройхо были найдены небольшие фенокристы оливина, в основной массе развиты зональный оливин ( $FO_{75-78}$ ), клинопироксен ( $Ca_{47}Mg_{26}Fe_{27}$ ) и плагиоклаз ( $Ap_{40}$ ).

Гавайиты имеют широкие колебания в содержании фенокристов. Среди последних наблюдаются плагиоклаз ( $Ap_{50-60}$ ), авгит ( $Ca_{47}Mg_{31}Fe_{22}$ ), а в основной массе кроме этих минералов содержатся оливин ( $FO_{35-70}$ ) и рудный минерал. Муджиериты встречаются в основном в юго-западной части острова. Это афировые породы с мелкими фенокристами плагиоклаза, пироксена и рудного минерала. Бенморенты имеют примерно равные соотношения с базальтами. Представлены они афировыми породами с микрофенокристами плагиоклаза ( $Ap_{30}$ ) и клинопироксена ( $Ca_{43}Mg_{28}Fe_{29}$ ), иногда встречаются зерна оливина.

Трахиты слагают три паразитических купола на вулкане Пойке. Светлые порфировые породы с фенокристами анортозита ( $Ab_{79}Ap_7Or_{14}$ ), фаялита ( $FO_1$ ) и гематита. В основной массе доминируют полевой шпат, кварц и кристобалит, а также мелкие зерна эгирина-авгита, амфибола и рудного минерала.

Риолиты обладают значительными колебаниями степени кристалличности. В риолитах, развитых у вершин Орито, фенокристы представлены анортоклазом ( $Ab_{81}Ap_8Or_{11}$ ) и фаялитом. В других риолитах наблюдаются полосчатые текстуры течения и большая степень девитрификации стекла. Пирокластические породы — красные и черные шлаковые брекчии и туфы, которые доминируют в конусах, развитых вдоль трещин.

Большинство основных лав (базальты и основные гавайиты) относятся к насыщенным породам и только оливиновый толеит к ненасыщенным кремнеземом породам с высоким содержанием нормативного оливина. В целом базальтоидные породы о. Пасхи характеризуются высокой железистостью, низким содержанием калия и в афировых базальтах кремнезема [104]. По содержанию железа они близки к лавам Галапагосских островов, но отличаются от последних низким содержанием калия. Серия пород о. Пасхи варьирует от толеитового базальта со «щелочным уклоном» до натровых риолитов. Базальты о. Пасхи занимают среднее положение между щелочными оливиновыми и толеитовыми сериями Гавайского архипелага и близки к лавам о. Буве. Глав-

ное отличие от базальтоидов других регионов — высокий процент нормативного гиперстена в лавах, что обусловлено насыщенностью кремнеземом, титаном, общим железом и малым количеством магния.

Остров Гуадалупе находится в северной части Восточно-Тихоокеанского поднятия. Южнее расположены о. Ревильо-Хихедо, а еще южнее о. Клиппертон. Последние две группы островов близки к месту пересечения трансформных разломов Кларин и Клиппертон. В отличие от о. Пасхи, о. Гуадалупе сложен базальтовыми лавами, обогащенными щелочами [96]. Пикритовые, толеитовые и богатые плагиоклазом базальты встречаются вместе со щелочными, но они занимают много меньше объема. Сиалические дериваты базальтов представлены андезин- и олигоклаз-андезитами и трахитами. Эти породы встречаются вместе со щелочными базальтами на островах Клиппертон, Ревильо-Хихедо и Гуадалупе. В количественном отношении полностью преобладают щелочные базальты (90%); андезин- и олигоклаз-андезиты (муджеириты), трахиты составляют не более 10%.

В петрографическом отношении базальты представлены лабрадор-андезиновыми и битовнитовыми щелочными разностями с различным соотношением плагиоклаза, клинопироксена, оливина и основной массы. В трахитах фенокристы представлены олигоклаз-анортоклазом (до 90%) и эгирин-авгитом. Встречаются стекловатые разности. Аналогичные породы известны на островах Ревильо-Хихедо, Партида и Сан-Бенедикто.

К востоку от о. Пасхи расположен о. Сала-и-Гomez — на вершине одноименного хребта, вдоль трансформного разлома того же направления. Сала-и-Гomez — вершина подводной горы. Подводящий канал отсутствует, что, видимо, связано с эрозией вершины вулкана. Остаток вулкана сложен двумя потоками темно-серых оливиновых андезитобазальтов. Андезитобазальты имеют пиллоу-структуру, шлаковую поверхность. Возраст базальтов плейстоценовый или современный. Видимо, только верхний поток извергался в аэральных условиях. Хорошо выраженная трахитоидная структура обусловлена лейстами плагиоклаза (Ап<sub>30-40</sub>), количество которого достигает 60—70%. Здесь же встречаются оливин, магнетит и авгит. В фенокристах зерна оливина достигают 1 мм в диаметре.

#### ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ОСТРОВА ОБРАМЛЕНИЯ ПАНАМСКОЙ КОТЛОВИНЫ

Хребет Кокос расположен к востоку от Восточно-Тихоокеанского поднятия и простирается с северо-востока на юго-запад от Коста-Рики по направлению к Галапагосским островам. Остров Кокос представляет собой вершину хребта и имеет возраст изверженных пород около 2 млн. лет. Скважины, пробуренные на склоне Кокосового хребта, вскрыли осадки среднемиоценового возраста, залегающие на базальтах.

Вулканические сооружения острова сильно эродированы. Они образованы базальтовыми потоками лав и агломератов. Фенокристы базальтов состоят из плагиоклаза (Ап<sub>55-65</sub> — Ап<sub>80</sub>), оливина, авгита. В основной массе содержится плагиоклаз (Ап<sub>40-45</sub>), оливин, авгит, апатит. Модальный состав базальта следующий, %: плагиоклаз 56, пироксен 18, оливин 13, рудный минерал 11, апатит 1. В составе комп-

лекса изредка встречаются трахиты. Во вкрапленниках трахитов отмечаются плагиоклаз, санидин, небольшое количество оливина, гиперстена, апатита и титаномагнетита. Химический состав лав характеризуется высокой степенью окисленности, насыщенностью кремнеземом и содержанием титана, что выражается появлением нормативного кварца, гиперстена и гематита.

Наиболее хорошо изучены вулканические породы Галапагосских островов, включающие 14 главных и большое количество мелких островов. Острова расположены у границы подводной платформы, вблизи стыка двух океанических хребтов различных направлений — северо-восточного (Кокос) и восточного (Карнеги). Галапагосский трансформный разлом пересекает Тихоокеанское поднятие и продолжается на востоке до Галапагосской подводной платформы. Рифтовая зона, пересекающая эту платформу, лежит в 100 км к северу от острова. Самым крупным является о. Исабела, сложенный лавами шести вулканов (пять из них действующие). Главные щитовые вулканы имеют большие вершинные кальдеры. Остров Фернандина, отделенный от о. Исабела прол. Боливара, сложен активным щитовым вулканом. Возраст Галапагосских вулканов не более 2 млн. лет.

Вулканы представляют собой хорошо выраженные морфологически конические постройки с привершинной кальдерой от 3 до 8 км в диаметре. Они приурочены к меридиональной и широтной системам трещинных нарушений. Начинаясь извержения, как правило, из центрального жерла излиянием жидких базальтовых лав, позднее завершающие извержения из трещин вокруг вершины происходили на флангах. В поздних стадиях роста вулканов доминировали пирокласты.

Хорошей иллюстрацией эволюции вулканических структур служит развитие вулкана Сьерра-Негро и бокового вулкана Чико, который возник на радиальной трещинной зоне у края кальдеры. Извержения вулкана Чико близки к гавайским типам, хотя лавы пахоехое не характерны для Галапагосских островов [134]. Большая часть северного склона вулкана Сьерра-Негро покрыта извержениями 1963 и, возможно, 1953 гг. Излияния сопровождались выбросами пепла и обломков, а также образованием брекчии шлаковых лав, агглютинатов и пемз.

По петрографическому составу лавы галапагосских вулканов относятся в основном к плагиоклазовым базальтам. Фенокристы составляют от 2 до 80% от объема породы. Плагиоклаз преобладает, в современных лавах вулкана Чико его количество достигает 28—43% ( $Ап_{49-73}$ ). В лавах вулкана Вульф по составу он более основной ( $Ап_{80}$ ). Пироксен представлен мелкими зернами авгита. Его количество колеблется от 4—6% (вулкан Вульф) до 23—44% (вулкан Чико), оливина не более 2—4%. На о. Сан-Сальвадор (Джемс) известны оливиновые базальты и трахиты.

Таким образом, для западных островов характерны толенты, насыщенные кремнеземом, с низким содержанием калия, высокой степенью окисленности, с общей тенденцией к обогащению  $FeO$  и  $TiO_2$ . Для вулкана Чико по сравнению с вулканом Сьерра-Негро, кроме того, намечаются увеличение количества щелочей и обеднение кремнеземом. Как полагают некоторые исследователи, изменения в составе пород вулкана Чико отражают начало перехода вулканической группы вулкана Сьерра-Негро к стадии, характерной для вулкана Мауна-Кеа (о. Гавайи).

В другую группу следует отнести щелочные базальты восточных островов, для которых характерны недосыщенные кремнеземом серии пород, высокая глиноземистость, кальциевость. Кроме того, Л. Чубб указывает на наличие анальцима в интерстициях некоторых базальтов Сан-Сальвадор. Средний состав пород Галапагосского архипелага показывает, что в целом серия имеет щелочную тенденцию и эволюционирует в направлении трахитов.

При драгировании в Галапагосской рифтовой долине с глубины 4700 м были подняты обломки базальтов, представленные варнолитовыми разностями и содержащие до 12% микрофенокристов плагиоклаза, оливина и пироксена. Плагиоклаз до 3 мм в диаметре, резорбирован и зонален (в ядре  $Ap_{61-63}$ , на краю  $Ap_{47}$ ). Зерна оливина (1—2 мм в диаметре) содержат 75% Fo. Клинопироксен находится в виде очень мелких зерен.

Базальты, поднятые со дна рифтовой долины, отличаются низким содержанием  $TiO_2$ ,  $P_2O_5$  и  $K_2O$ , но высоким  $SiO_2$ , что указывает на близость к типичным пиллоу-лавам Восточно-Тихоокеанского поднятия. Высказывается предположение, что подводные хребты Карнеги и Кокос являются вулканическими по характеру и производными мантийных струй («mantle plume»).

#### ПОДНЯТИЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА

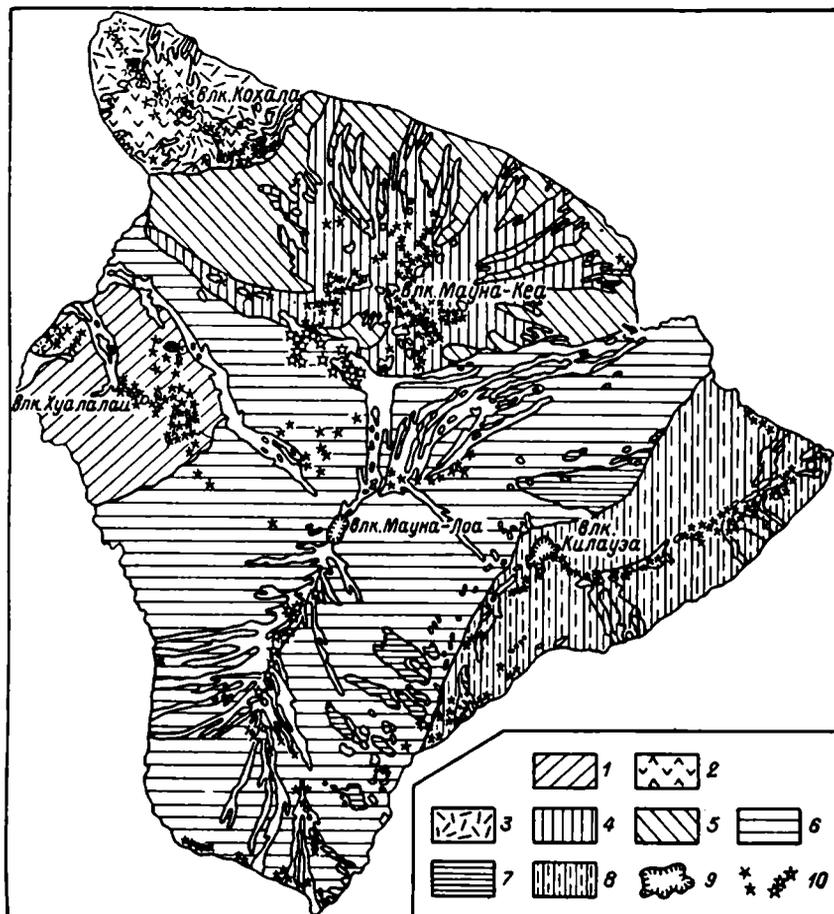
Примером вулканических островов центральной части Тихого океана являются Гавайский архипелаг, Туамоту и Маркизские острова.

Гавайский архипелаг, подробно описанный Г. А. Макдональдом и другими, состоит из ряда островов, располагающихся линейно и представляющих собой вершины гор подводного хребта, большая часть которых, особенно на северо-западе, находится ниже уровня моря. Эта цепь протягивается более чем на 3500 км от подводной горы Калахаи на северо-западе до о-вов Гавайи на юго-западе. Вдоль архипелага симметрично к вулканической цепи протягиваются с обеих сторон впадины. У большинства щитовых вулканов имеются центральные жерла. В целом для цепи на северо-западе характерны погруженные вулканы, в центральной части они сильно эродированные, а на юго-востоке активные. Определение возраста вулканических пород с островов архипелага показывает их «омоложение» с северо-запада на юго-восток вдоль цепи (рис. 46). Так, на отрезке от о. Кайэи до о. Гавайи (рис. 47) возраст пород снижается от 5,6 до 1 млн. лет вплоть до современного.

Извержения толентовых лав неоднократно повторяются в истории вулканов. Они соответствуют началу извержения вулканов и стадии затухания. Хотя Гавайская цепь имеет линейное простирание, вулканы слагают индивидуальные щиты и смещены относительно оси хребта до 75 км и приблизительно до 40—50 км для южного конца цепи. В пределах островов вулканы слагают несколько линейных цепей, которые располагаются кулисообразно по отношению друг к другу. Каждая вулканическая постройка характеризуется отдельной положительной гравитационной аномалией, обычно около 300 мгал, что дает возможность говорить о наличии вертикальных колонн относительно плотного материала, уходящих в мантию. Сейсмическая скорость в этих телах 7,7 км/сек. Видимо, они представляют собой зоны питания вулканов. Как правило, извержению вулканов предшествуют землетрясения



Рис. 47. Геологическая карта плейстоценовых и голоценовых вулканических пород о. Гавайи, по А. Беннисону и др. [105].



1 — вулкан Хуалалаи, серия Хуалалаи; 2—3 — вулкан Кохала (2 — серия Гави, 3 — серия Пололу); 4—5 — вулкан Мауна-Кеа (4 — серия Лаупахоепое, 5 — серия Гамакуа); 6—7 — вулкан Мауна-Лоа (6 — серия Ка'у, 7 — серия Кахуку); 8 — вулкан Килауэа, серия Пуна; 9 — кратер; 10 — центры извержений.

4. Стадия омоложения (постэрозионная) обычно наблюдается после длительного периода спокойствия вулкана, в течение которого эрозия образует глубокие каньоны. Породы резко отличаются от пород ранних стадий своим составом. Это обычно нефелиновые базальты, родственные им щелочные породы и недосыщенные оливиновые базальты.

Многие исследователи считают, что толентовая серия, составляющая большую часть объема фундамента щитового вулкана, соответствует начальному этапу вулканизма и его зрелой стадии. На заключительных этапах происходит извержение щелочных лав, а в некоторых случаях в постэрозионную стадию — нефелиновых базальтов. Толентовые и щелочные лавовые образования выделены в две серии — толентовую и щелочную, которые для каждого вулкана имеют свое стратиграфическое название.

Базальты атолла Мидуэй, находящегося на стыке Гавайской и Императорской цепей, имеют возраст около 15 млн. лет.

Суммируя все данные по Гавайской вулканической цепи, можно сделать следующие выводы: 1) Гавайский хребет вместе с Императорскими подводными горами является частью единого хребта щитовых вулканов, извергавшихся в течение кайнозоя; 2) цепь не является простой линейной структурой; в ней проявлены кулисообразные сегменты, которые могут быть результатом растяжений в Тихоокеанской плите; 3) возраст вулканов обычно более древний на севере и более молодой на юге цепи.

Как уже отмечалось, «примитивные» лавы слагают основную массу гавайских вулканов и относятся к толеитам, насыщенным кремнеземом. Даже пересыщенные породы обычно содержат фенокристы оливина, частично резорбированного. Градация пород от пересыщенных до недосыщенных, как правило, постепенная. В недосыщенных оливиновых толеитах (океанитах) оливина содержится до 50%. Отмечаются слабые различия в составе вкрапленников толеитов в различных вулканитах. Но эти различия не относятся к последней стадии извержения. Лавы некоторых вулканов показывают слабое увеличение содержаний щелочей к концу извержения толеитовых базальтов, в других они увеличиваются в начальные стадии.

В вулканах типа Халеакалы щелочные базальты и родственные им породы появляются в средней и поздней стадиях кальдерного заполнения. В вулканах типа Кохала они встречаются только в самой верхней части, т. е. отмечается связь с толеитами, которые предшествовали им. Таким образом, щелочные ассоциации пород характерны как для толеитовых, так и для оливиновых базальтов в вулканитах типа Кохала и Халеакалы. Конечными членами кислых дифференциатов являются риодациты для толеитовой серии и натровые трахиты для щелочной. Эволюция внутри серии контролируется кристаллизационной дифференциацией. Каждая серия имеет различное направление дифференциации.

Южнее Гавайской петрографической провинции выделяется несколько древних архипелагов вулканических островов (Туамоту, Кука, Маркизские), отличающихся спецификой состава, что позволило исследователям этого региона Тихого океана выделить лавы в таитянскую наиболее щелочную серию Тихого океана.

На о. Таити выделяются две фации вулканических проявлений — эффузивная и плутоническая. Эффузивная фация представлена от анкарармитов до нефелиновых базальтов и через промежуточные разновидности (таититы) до трахитов и нефелиновых фонолитов. Плутоническая серия гетероморфна к эффузивной фации, аналогична по химическому составу и изменяется от оливиновых тералитов через эссекситы и монцониты к сиенитам и нефелиновым сиенитам. Хотя эти две серии химически эквивалентны, но различаются по направлению дифференциации. Одна группа сильно недосыщенна и представлена нефелиновыми сиенитами и фонолитами, а другая содержит небольшое количество модального или нормативного нефелина и переходит к трахитам или сиенитам, т. е. к заключительным дифференциатам при постоянном повышении кремнезема. В основном базальты Таити немного недосыщенные, обычно содержат модальный анальцит и более редко нефелин или содалит. Мелилитсодержащие базальты не известны на острове. В настоящее время ввиду отсутствия для изучения пород со склонов подводных гор трудно что-либо сказать в целом о вулканических постройках этих островов. Но ясно одно — лавы островов имеют минималь-

ное насыщение кремнеземом и небольшие пределы колебаний составов.

Лавы о-вов Раротонга по составу близки к таитянской серии, но еще более щелочные. Конечными продуктами являются нефелиновые фонолиты. Лавы Маркизских островов хотя территориально и тяготеют к архипелагу Туамоту, но по составу и эволюции, как и восточно-каролинские базальтоиды, близки к гавайскому типу.

Базальтоиды о-вов Антиподов (около 770 км к юго-востоку от Новой Зеландии) находятся на восточной окраине широкой подводной платформы с субконтинентальной по мощности корой. Вулканические сооружения на островах сложены пирокластическими обломками и мощным лавовым покровом, составляющим основную площадь островов. Возраст вулканов по калий-аргоновому методу 1 млн. лет. По петрографическому и химическому составу они относятся к щелочному типу базальтов, близки к окраинно-океаническим базальтам. Фенокристы оливина ( $Fe_{72}$ ), лабрадора ( $Ap_{66}$ ), титанистого авгита и магнетита представлены в базальтах островов.

Структурное положение и состав лав позволяют предположить, что извержения связаны с крупным разломом, возникшим в результате раздвижения морского дна в юго-западной части Тихого океана [116] и латеральной миграции среднеокеанического поднятия в этой части.

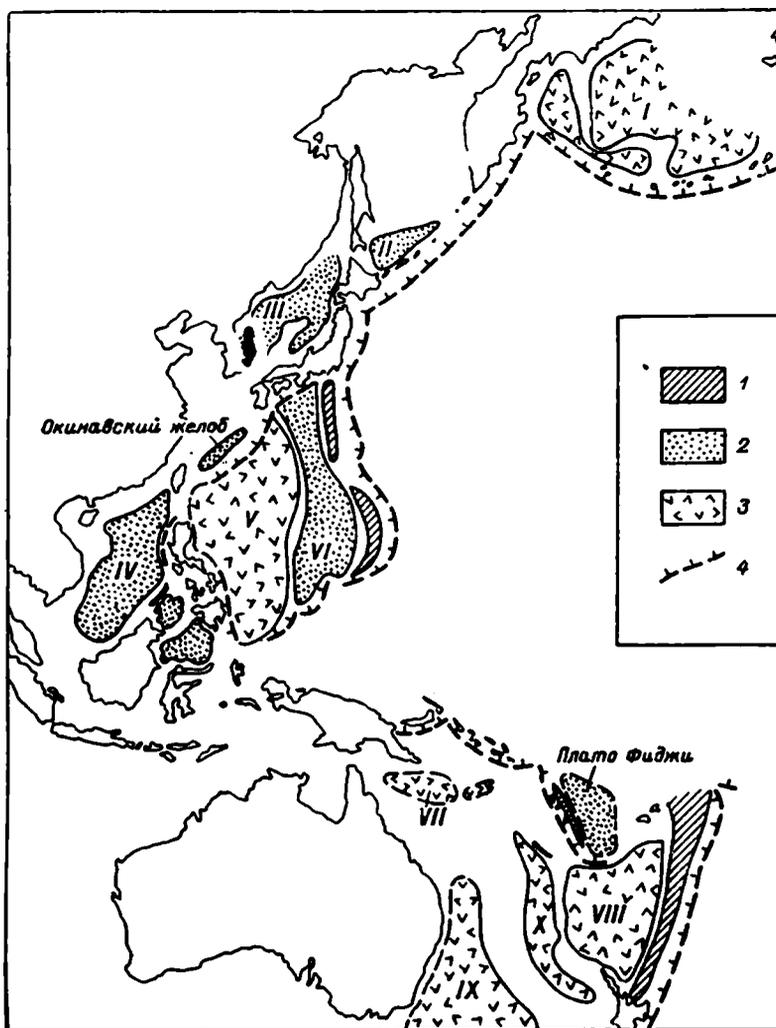
#### ОКРАИННЫЕ БАСЕЙНЫ

Интенсивные геологические и геофизические исследования [63] окраинных морей выявили особенности их строения, структуры и состава слагающих дно пород. Д. Кариг [142], Дж. Пэккем, Д. Фэлвей [159] и другие разделили их на несколько типов (рис. 48). Активные бассейны непосредственно сопряжены с андезитовыми вулканическими цепями (Тонга — Кермадек, Марианской, Бонин и Новогбридской) и представляют собой узкие структуры, в которых четко фиксируются напряжения растяжений, активный вулканизм, молодой возраст коры.

Неактивные бассейны расположены непосредственно за островной дугой (Японский, Парес-Вела и др.) или разделены междуговыми бассейнами и подводными хребтами (Филиппинский, Тасманово море и др.). Возраст коры их более древний, глубина бассейнов на 1,5—2 км больше. Характерно наличие высокотемпературной низкоплотностной мантии под ними [142]. Как и в активных бассейнах, формирование их сопровождалось интенсивным вулканизмом. Многие исследователи склонны считать, что формирование дна окраинных морей тесно связано с внедрением интрузий базальтовых магм.

Драгирование дна морей, а также отбор проб на островах показали широкое площадное развитие базальтов, а в некоторых случаях андезитов. Наиболее хорошо изучено Японское море и в меньшей степени южные моря — Тасманово, Филиппинское и др. Детальное геофизическое изучение Японского моря показало гетерогенное строение его коры (рис. 49). Установлено, что вулканические породы слагают нижнюю часть приматерикового склона вдоль зон разломов, которые ограничивают структуры континента. Характерно, что выходы базальтов на дне моря (глубина 1,5—2 км) соответствуют на геофизических профилях поднятию базальтового слоя и зонам растяжения. В западной части Японского моря были подняты базальты со склонов отдельных вулканических построек, поднимающихся со дна с глубин 1,5—

Рис. 48. Окраинные моря западной части Тихого океана, по Д. Е. Ка-  
ригу [142].



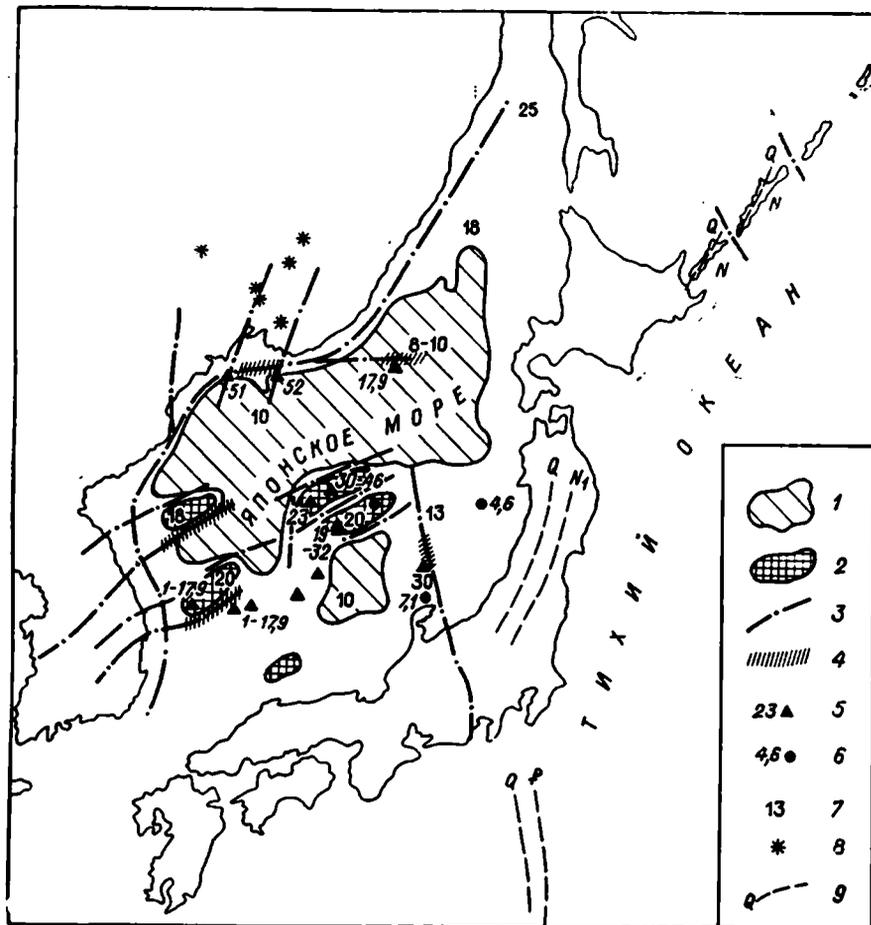
1 — активные окраинные бассейны; 2 — неактивные окраинные бассейны с высоким тепловым потоком; 3 — неактивные окраинные бассейны с нормальным тепловым потоком; 4 — глубоководные желоба.

I—X — бассейны: I — Алеутский, II — Охотский, III — Японский, IV — Южно-Китайский, V — Западно-Филиппинский, VI — Паресе-Вела, VII — Коралловый, VIII — Южно-Фиджийский, IX — Тасманов, X — Новокаледонский.

2 км и представляющих собой острова-вулканы Уллындо и Чукто в приматериковой зоне, сложенной корой субконтинентального типа. Здесь развиты разломы, вдоль которых фиксируется повышенный тепловой поток (см. рис. 48).

На возвышенности Ямато лавы перекрывают породы фундамента и представлены комплексом андезитов в нижней части и базальтами вверху. К юго-западу от Ямато с возвышенности также были драгированы породы, представленные базальтами, андезитами, дацитами и

Рис. 49. Схема структурного строения Япономорского окраинного бассейна (по В. М. Ковылину, Е. Г. Мирлину, Ю. Ф. Шевалдину и др.).



1 — Япономорская глубоководная котловина; 2 — поднятия дна моря с субконтинентальной корой; 3 — зоны разломов; 4 — зоны растяжения; 5—6 — место отбора проб и их радио-генный возраст, млн. лет (6 — по литературным данным); 7 — мощность земной коры, км; 8 — позднемезозойские вулканы на континенте; 9 — фронт палеогенового (P), миоценового (N), современного (Q) вулканизма.

нгнимбридами дацитов, для которых характерны вторичные изменения, близкие по составу зеленым туфам Японии и о. Кунашир. На хр. Богорова в котловине Японского моря были подняты крупные глыбы базальтов. Здесь в зонах разломов фиксируется растяжение.

В восточной части Японского моря с мелководья Сарояма и Маце были драгированы андезиты. Возраст всех лав определялся калий-аргоновым методом. Наиболее древними (средний эоцен) являются базальты, распространенные вдоль материкового склона Приморья, а в северном хр. Ямато возраст базальтов колеблется от эоцена до миоцена, при этом в южном хребте они более молодые (от 34 до 19,3 млн. лет); в восточной части Японского моря еще более молодые (7,7—4,6 млн. лет). Таким образом, в восточном направлении возраст вулканических образований дна моря «омолаживается», за исключением базальтов

вулканов островов Чукто и Уллындо, формирование которых началось еще в миоцене и продолжалось до современного периода.

По петрографическому и химическому составу базальтоиды и родственные им породы могут быть выделены в две серии — известково-щелочную и щелочную оливин-базальтовую. Первая серия объединяет вулканические постройки и возвышенности центральной части Японского моря, а также все возвышенности и отдельные горы в восточной части моря. Это двупироксеновые андезито-базальты и базальты, а также оливинсодержащие пироксеновые базальты, разнообразные по структуре и текстуре. Чаще всего это стекловатые или мелкокрапленые породы, иногда с гломеропорфировыми сростками плагиоклаза. По количеству вкрапленников и стекла породы варьируют от стекловатых до разностей с 40% фенокристов. Среди вкрапленников преобладает плагиоклаз (лабрадор, битовнит), пироксены составляют не более 5—10%. Соотношение между моноклинным пироксеном и ромбическим также колеблется в широких пределах. В основной массе преобладают плагиоклаз и авгит. По химическому и нормативному составам эти породы отличаются от известково-щелочной серии островных дуг повышенным содержанием щелочей и низким соотношением  $Ca/Na$ , а также более железистым их составом.

Щелочная оливин-базальтовая серия объединяет породы западных островов Японского моря, а также и базальты из каньона вдоль континентального склона Приморья (Гамовский и Находкинский каньоны). Это афировые и порфиновые породы с вкрапленниками моноклинного пироксена, оливина и плагиоклаза. По химическому составу они близки к континентальным щелочным оливиновым базальтам. Базальты о. Чукто и Находкинского каньона отличаются несколько пониженным содержанием щелочей.

Базальты Тасманова моря (хр. Лорд-Хау и Норфолк) и о-ва Пэнху в Южно-Китайском море составляют переходную группу между щелочными базальтами и островными толеитами океана. Геологическая позиция базальтоидного вулканизма этих бассейнов аналогична позиции западной части Японского моря. Они размещаются на структурах, связанных с континентальными окраинами. Но и среди них намечаются два типа дифференциации — щелочная и толеитовая. Так, базальты хр. Норфолк более щелочные, чем базальты хр. Лорд-Хау. Базальты бассейна Лау, прилегающего к островной дуге Тонга — Кермадек [117], по составу близки к примитивным (абиссальным) толеитам, переходящим к глиноземистым разностям.

Анализ распределения микроэлементов в базальтах вышеописанных бассейнов подтвердил разделение на основные группы, проведенные по петрохимическим данным. Базальты Японского моря по содержанию «мантийных» элементов (Cr, Ni, Co, V) разделяются на две группы: с низким содержанием этих элементов и их отношением, аналогичным концентрациям базальтов островных дуг известково-щелочной серии, и с высоким содержанием и отношением, свойственным для щелочных базальтов и толеитов океанов и их островов. Так, ко второй группе относятся различные базальты Южно-Китайского и Тасманова морей. В это же поле попадают базальты континентальных толеитов и щелочных оливиновых базальтов Восточной Азии.

Изучение соотношений  $^{87}Sr/^{86}Sr$  базальтоидов Японского моря, проведенное И. Уено с сотрудниками, показало повышенное их значение при сравнении с породами из других районов Тихого океана. Как пола-

гают М. Озима, С. Мураучи, И. Уено и другие, возможно, это связано с ассимиляцией базальтовыми магмами осадочных пород дна океана.

Анализ вулканических проявлений окраинных морей на примере Японского и Тасманова показывает, что лавы дна отличаются по составу и распределению редких элементов, а также по составу газов, находящихся в минералах, что, возможно, является следствием различного происхождения магм в окраинных бассейнах или их частях. Лавы восточной и центральной частей Японского моря характеризуются в отличие от западных островов этого моря, а также других бассейнов западной части Тихого океана развитием известково-щелочной серии пород, по составу близкой к породам зрелых островных дуг (о-ва Курильские, Новые Гебриды и др.), но отличаются от последних более высоким содержанием щелочей и особенно калия, а также высоким соотношением  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . В других бассейнах развиты толеиты, щелочные базальтоиды, а также переходные типы пород между ними, среди которых базальты бассейна Лау близки к примитивным толеитам.

Анализ данных по вулканическим породам позволяет высказать предположение, что образование известково-щелочной серии Японского моря логично связывать с моделью вулканизма островной дуги, возникающей в результате поддвига литосферной плиты и рифтообразования. При этом область генерации магм, видимо, находится глубже. Высокие отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в лавах согласуются с выводами У. Р. Диккинсона и других исследователей. Эти отношения, как полагают М. Озима, С. Мураучи и другие, могут свидетельствовать об ассимиляции базальтовыми магмами океанических осадков. Высокий тепловой поток обусловлен подъемом выплавляющегося вещества и вулканическими процессами. Происхождение толеитов бассейна Лау, видимо, следует связывать с рифтообразованием. Они, возможно, и являются дериватами мантийных выплавов [117], по составу близких к примитивным толеитовым магмам.

#### ОКЕАНИЧЕСКИЕ КОТЛОВИНЫ

Глубоководное бурение и драгирование показали широкое распространение базальтов в глубоководных котловинах. Наибольшее скопление вулканических построек отмечается в юго-западной и центральной частях Тихого океана. В большинстве случаев лавы, слагающие гайоты, перекрыты морскими осадками с большим количеством пеплового материала. Так, на основе пробуренных скважин («Гломар Челленджер») установлена значительная мощность осадков, перекрывающих базальты; и только в верхней части гайотов базальты были обнаружены под осадками небольшой мощности.

Возраст базальтов, определенный калий-аргоновым методом, а также на основании фаунистических находок в вышележащих слоях, колеблется от четвертичного и современного в зоне разломов и рифтовых долинах до юрского в западной части Тихого океана.

Данные изучения абиссальных котловин показывают, что преобладающим типом является океанический толеит [127]. Типичный представитель этих толеитов — базальты, полученные при бурении скважины в центральной экваториальной части Тихого океана между трансформными разломами Клиппертон и Кларин. Небольшие холмы высотой от 50 до 100 м и диаметром от 4 до 10 км покрывают дно. Базальты были вскрыты скважиной на глубине 5593 м ниже уровня моря,

или 276 м ниже поверхности дна. Возраст осадков определен как позднемеловой (ранний кампан). Базальты близки к несколько измененным пиллоу-лавам.

В керне ясно выделяется семь потоков с хорошо выраженными нижними и верхними корочками стекла. В тонких корочках наблюдаются три зоны: стекло, глобули и афанитовые участки с агрегатами из кристаллов до 2—4 см. В стекловатой зоне отмечаются редкие скелетные микролиты плагиоклаза, оливина ( $Fo_{88}$ ), глобулей коричнево-красного цвета диаметром 0,1—0,3 мм, а также содержатся мелкие зерна плагиоклаза и оливина. В качестве микрофенокристов в породе присутствуют плагиоклаз, пироксен, оливин. Кроме того, в основной массе встречается оливин ( $Fo_{80}$ ). Плагиоклаз представлен натриевыми разновидностями ( $An_{45-50}$ ). Зональные кристаллы плагиоклаза в ядрах имеют состав  $An_{64-71}$ .

На основании петрографических особенностей Р. Йетс и другие геологи установили, что кристаллизация фенокристов оливина и плагиоклаза проходит при остывании покрова на месте.

Химические составы базальтов из скважин, а также пород, драгированных из различных районов абиссальных котловин, показывают, что океанические толеиты из базальтов океанических островов, отличаются низким содержанием Ba, K, P, Pb, Sr, Th, V, Zr ( $Fe_2O_3/FeO=0,2$ ), высоким отношением Na/K ( $>10$ ) в неизмененных образцах. Океанические толеиты по характеру распределения редких земель, отношению K/Rb (1300) и  $^{87}Sr/^{86}Sr$  (0,702) близки к богатым кальцием ахондритам. Эти особенности резко отличают их от оливиновых базальтов и щелочных базальтов, развитых на океанических островах.

Пробы базальтов, отобранные в верхней части подводных гор, отличаются по химическому составу от оливиновых толеитов дна. Сква. 183 («Гломар Челленджер») была пробурена на вершине подводного гайота, расположенного в северной части Тихого океана, около северного конца Алеутской абиссальной равнины. Сква. 192 ниже уровня моря (300 м) под 1044-метровым слоем осадков, нижняя часть которого представлена маастрихтом, вошла в щелочные базальты и трахибазальты, слагающие верхнюю часть гайота Мейджи. Сопоставление состава этих базальтов с составом базальтов дна глубоководных котловин Тихого океана, а также внутренних морей показывает существенную разницу в содержаниях щелочей, особенно калия, а также бария, стронция и циркония. Сравнение химических составов океанических толеитов устанавливает небольшие колебания, что, как считают некоторые исследователи, связано с первичной кристаллизационной дифференциацией в основном оливина и плагиоклаза. Кроме того, при подводных «выветриваниях» даже небольшие изменения приводят к повышению отношения  $Fe_2O_3/FeO$  и содержания  $H_2O$  и  $K_2O$  и снижению  $MgO$ . Это связано с образованием палагонита по стеклу и минералам. В связи с этим первичные толеитовые базальты приобретают характеристики щелочных базальтов. Некоторые исследователи увеличение степени изменения базальтов и повышения в них калия и отношения  $Fe_2O_3/FeO$  рассматривают как функцию расстояния от оси срединно-океанического поднятия. В связи с этим повышение содержания калия в некоторых базальтах глубоководных котловин и желобов, возможно, связано с подводным выветриванием, а различия в составе примитивных толеитов, проявленные в колебаниях содержаний  $Al_2O_3$ ,  $MgO$  и  $Fe_2O_3+FeO$ , — с кристаллизационной дифференциацией.

На основе химических данных и тектонического положения выделяются два типа океанических базальтов: а) дна океанов, б) океанических островов. В генетическом отношении составы базальтов определяются двумя типами магм — толеитовой и щелочной оливин-базальтовой, взаимоотношения между которыми еще не выяснены.

Первичность толеитовой магмы отстаивается некоторыми исследователями [127] на основании широкого развития оливиновых толеитов на обширных пространствах глубоководных котловин океана, а также в окраинных морях. Как полагают эти исследователи, происхождение «примитивных» базальтов связано с зонами растяжения и внедрением малодифференцированной первичной магмы с узкими пределами колебаний состава. Для пород характерны низкие содержания  $K_2O$ , Ва, Рь, Р, Sr, Zr;  $Fe_2O_3/FeO < 0,2$ ;  $K/Rb = 1300$ ;  $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,702$ . Эти особенности состава и соотношений наблюдаются в кальцевых ахондритах. Многие исследователи считают, что 3-й геофизический слой под океанами сложен примитивными толентами. Толентовые лавы, кроме того, слагают фундаменты вулканических построек, а также подводные холмы и горы. Но в некоторых случаях вершины гайотов и мощных вулканических сооружений сложены щелочными оливиновыми базальтами (атолл Мейджи в Императорской цепи, атолл в Алеутской котловине, скв. 183, вулкан Килауэа и др.). Как полагают сторонники первичности толеитовой магмы [127], это является доказательством происхождения щелочных базальтовых магм в результате дифференциации.

Базальты океанических островов более разнообразны. Их составы колеблются от толеитовых лав до щелочных, кислых и основных дериватов щелочной оливин-базальтовой магмы. Многие исследователи и экспериментаторы признают самостоятельность первичной щелочной оливин-базальтовой магмы, связанной с большей глубиной генерации, чем для толеитовой. Существование двух первичных базальтовых магм (толеитовой и оливин-базальтовой) подтверждено экспериментальными работами. Соотношения толеитовых и щелочных базальтов в вулканах различных структурных элементов океана меняются. Из анализа материалов по островам можно выделить несколько типов вулканических серий: гавайский, галапагосский, таитянский.

Гавайский тип характеризуется широким развитием больших объемов толеитовых базальтов, насыщенных кремнеземом и содержащих нормативный гиперстен и малое количество  $K_2O$  и магния в раннюю стадию формирования щитовых вулканов. Только в зрелую стадию развития вулканов появляются щелочные базальты, недосыщенные кремнекислотой, с нормативным нефелином. Щелочная стадия проявляется извержением щелочных базальтов с дифференциацией к средним эффузивам от гавайитов и муджиеритов к трахитам. В редких случаях наблюдается дифференциация к кремненасыщенным породам, производным родоначальной толеитовой магмы.

Галапагосская серия представляет собой другой тип эволюции толеитовых щелочных базальтов. Щитовые вулканы больших островов извергли толеитовую лаву, подобную гавайской, но более обогащенную  $TiO_2$  и  $Al_2O_3$  и обедненную  $MgO$ . Толенты центральных островов переходят в кремнекислые трахиты и кварцевые сиениты. Оливиновые базальты более часто встречаются на южных и центральных островах. Они значительно богаче  $MgO$ , чем гавайские оливиновые базальты,

и менее дифференцированы. Наиболее дифференцированные породы находятся на центральных островах (Джеймс, Дункан и др.). Дифференцированные лавы, являющиеся производными толентовой магмы, эволюционируют от ферробазальтов ( $\Sigma Fe = 14 \div 15\%$ ) к средним по составу лавам — исландитам. Большинство этих лав — кремнекислые трахиты с нормативным кварцем (до 20%), с интрузивными фациями пород (феррогаббро, лейкократовые диориты и кварцевые сиениты), встречаемых в обломках и пирокластических выбросах.

Таитянская вулканическая серия представляет собой наиболее щелочной тип базальтов, развитых в пределах островов Тихого океана. Эффузивная фация этой серии состоит из дифференцированного ряда от анкармитов и нефелиновых базальтов через таититы к трахитам и фонолитам. Плутоническая серия гетероморфна и представлена рядом от тералитов через эссекситы и монзониты к сиенитам и нефелиновым сиенитам. И хотя эффузивная и плутоническая фации химически эквивалентны, каждая в отдельности имеет два различных пути развития. Эффузивная серия сильно недосыщена кремнекислотой и эволюционирует к фонолитам, тогда как плутоническая эволюционирует к породам, умеренно недосыщенным кремнекислотой. К этой серии относятся лавы островов Кука, Маркизских, Раротонга.

К галапагосской серии, видимо, следует отнести острова, расположенные вблизи Восточно-Тихоокеанского поднятия (Пасхи, Сан-Бенедикто и т. д.).

Основные различия по составу базальтов выделенных серий состоят в степени насыщенности кремнекислотой, уровне содержания  $K_2O$  и характере интенсивности дифференцированности, что, как полагают А. Р. Мак-Берней и другие, связано с термальным градиентом. Зона разломов Восточно-Тихоокеанского поднятия характеризуется наиболее высоким тепловым потоком, и здесь отмечаются наиболее насыщенные кремнеземом производные толентовых магм. Соответственно наиболее щелочные базальты характерны для районов Тихого океана с наименьшим тепловым потоком, что, как полагают эти исследователи, связано с более глубинными зонами генерации.

Взаимосвязь состава и термального градиента и давления иллюстрируется экспериментальными работами, согласно которым с увеличением давления должны появляться более щелочные и более недосыщенные магмы. Последовательность эволюции от толентовых магм к щелочным базальтовым в более зрелую стадию развития вулканов (как это видим для гавайских и некоторых подводных вулканов) должна отражать миграцию зон магмогенерации с увеличением глубины.

Следовательно, соотношения вулканических серий океана с геологическими структурами и их развитием отражают условия их петрогенезиса и историю формирования коры Тихого океана.

Сводные работы, касающиеся тектоники Тихоокеанского подвижного пояса, Тихого океана или целиком Тихоокеанского сегмента Земли, использованные для данного очерка, были опубликованы К. Уиксом в 1959 г., Г. Менардом в 1964 г., П. Н. Кропоткиным и К. М. Шахварстовой в 1965 г., Б. А. Андреевым, Л. И. Красным и другими в 1966 г., Ю. М. Пушаровским в 1964, 1967, 1972 гг., Т. Матсумото в 1967, 1975 гг., Л. И. Красным в 1968 г., Г. Б. Удинцевым в 1972 г. и др.

Из региональных геологических и тектонических работ, охватывающих северо-западную часть Тихоокеанского пояса и Аляску, следует упомянуть о 4-томном труде «Геология Северо-Восточной Азии» [22], сводках по Корякскому нагорью [20], Индокитаю и Бирме [23], по геологии Корейского полуострова [21], по тектонике Китая [65], геологии Японских островов [150]. Весьма важное обобщение по тектонике Евразии (тектоническая карта и объяснительная записка к ней) было опубликовано в 1965—1966 гг. [84].

Основой познания геологии и тектоники Индонезии до сих пор служит известная сводка Р. Ван-Беммелена. Австралийские геологи недавно опубликовали новые геологические и тектонические карты, которые вместе с работой Дж. Брауна [11] и С. Е. Колотухиной [42, 43] дают современное представление об истории развития и структуре материка. Многие сведения о геологии и тектонике Австралии содержатся в опубликованных в 1976 г. тезисах докладов к XXV сессии Международного геологического конгресса.

Главными источниками для изучения тектоники Северной Америки служат работы Ф. Кинга (тектоническая карта и объяснительная записка к ней [40]), А. Ирдли [126], Р. Дугласа и других канадских геологов [125], тектоники Мексики — работы Е. Гузмана и З. Декзерна [135].

С тектоникой Центральной Америки нас знакомят работы Г. Денго [119], а Южной Америки — обобщения А. Беллини, Ф. Альмейда, Ф. Альфельда и Л. Бранисы, А. Боррело, Ф. Рунса, А. А. Богданова, Ю. М. Пу-

щаровского и И. В. Архипова [85], Л. И. Красного [46]. Очень нужную работу по сводке палеозойской тектоники всего Тихоокеанского подвижного пояса проделал Н. А. Богданов [8]. Вполне современное обобщение тектоники Северной и Южной Америки недавно опубликовано В. Е. Хаиным [92].

## КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ОКРАИНЫ

### ВОСТОЧНАЯ АЗИЯ

В Тихоокеанский подвижный пояс входит значительная часть Азиатского континента к востоку от р. Лены на севере и р. Иравади на юго-западе. В него включаются также активизированные в мезозое платформенные массивы (подвижные платформы) Китая. Большие трудности проведения границы пояса обнаруживаются между южной частью Сибирской и Северо-Китайской платформами и между последней и Южно-Китайской платформой. Естественной границей здесь могут служить мезозойские гранитоиды, известные в Восточной Монголии и хр. Циньлин Китая.

В пределах Восточной Азии выявляются крупные (1,5—2,0 млн. км<sup>2</sup>) глыбовые структуры — геоблоки и весьма протяженные линейные складчатые, складчато-глыбовые и вулканогенные структуры, образующие пояса, вытянутые на многие сотни и тысячи километров. Крупные угловатые глыбы — массивы нередко с докембрийским основанием — характерные восточно-азиатские структуры (Омолонский, Охотский, Хэган-Буреинский, Индокитайский и другие массивы). Для Восточной Азии такое строение легко выявляется при рассмотрении новой геологической карты этого континента (1974, ВСЕГЕИ, ред. А. П. Марковский), а также «Тектонической карты Евразии» (1966, «Наука», ред. А. Л. Яншин). Здесь с севера на юг прослеживаются Колымский, Алдано-Становой, Амурский, Северо-Китайский, Южно-Китайский и Индосинийский геоблоки. Между этими геоблоками расположены различные структурные швы («кристаллические оси») и геосинклинальные складчатые системы. Особо структурный узор Восточной Азии подчеркивают близширотные зоны: Монголо-Охотская, Внутреннемонгольская, Нанлинь-Циньлин и некоторые другие. Ближе к Тихоокеанскому побережью главенствуют структурные зоны (геосинклинальные складчатые системы, вулканогены) север-северо-восточного направления — Охотская, Сихотэ-Алиньская, Катазиатская. В целом по сложности строения Восточная Азия стоит на первом месте среди других континентальных окраин Тихого океана. Часть из упомянутых выше близширотных систем принадлежит к длительно развивавшимся геосинклинальным трогам, формировавшимся в зонах раздвига крупных синклинальных блоков (к ним, например, относится Монголо-Охотская). Существовали и геосинклинали короткого развития (1—2 периода и менее) также с подводными вулканитами (Илинь-Тасская, Тайгоноская, Красной Реки и др.).

Для всей Восточной Азии характерен мезозойский гранитоидный магматизм, охвативший как системы инверсировавших геосинклиналей, так и обширные внескладчатые области и вулканогенные пояса и зоны. Процесс мезозойской тектоно-магматической активизации (или эпиплатформенного орогенеза, сводово-глыбовых движений) применительно к Восточной Азии имеет глобальные черты.

Континентальная глыба Восточной Азии в целом обладает слабой сейсмичностью. Только в двух структурных зонах (Байкальско-Южно-Якутской вначале северо-восточного, а затем широтного направления и Восточно-Китайской субширотного) известны близповерхностные землетрясения, достигающие иногда значительной разрушительной силы. Остальные районы асейсмичны. Лишь под восточной частью Сихотэ-Алиня наблюдаются глубокофокусные землетрясения. Данных о тепловых потоках немного. Высокие значения их характерны для Байкальского рифта и для юго-восточных районов п-ова Корея. Сейчас трудно сказать, возможно ли данные о толщине земной коры Северо-Восточной Азии [4] распространять на другие притихоокеанские части континента. В целом устанавливается, что глубина до поверхности Мохо на Востоке СССР составляет в среднем в горных районах около 40 км и лишь в депрессиях (например, Среднеамурской) уменьшается до 30 км. Заметно понижается мощность коры при приближении к краевым морям — Берингову, Охотскому и Японскому. Понижения мощности коры, по-видимому, характерны и для крупных внутриконтинентальных депрессий. Четкими гравитационными ступенями выражены звенья Восточно-Азиатского окраинно-континентального вулканогенного пояса. Оценки мощностей «гранитного» и «базальтового» слоев по материалам разных исследователей существенно расходятся, хотя в целом мощность «базальтового» слоя больше мощности «гранитного» на 5—7 км.

Следует подчеркнуть глубинность ряда пограничных (межструктурных) разломов, пересекающих всю мощность земной коры и проникающих в верхнюю мантию. Таковы, например, близширотные Монголо-Охотский и Становой разломы, некоторые забайкальские разломы. Эти особенности глубинных разломов, изученных в СССР, можно распространить и на другие пограничные разломы Восточной Азии. Вдоль некоторых глубинных разломов (например, для восточной части Монголо-Охотского) намечается утонение коры. Это согласуется и с магнитными данными: приразломные полосы подчеркиваются положительными аномалиями, вызванными внедрением основных и ультраосновных магматических тел.

Колымский (Верхояно-Чукотский) геоблок с палеозойскими (ордовик—ранний карбон) терригенно-карбонатными умеренно дислоцированными толщами и позднепалеозойско-мезозойскими («верхоянскими») терригенными толщами, сложноскладчатыми в полосе зон разломов и флексурных перегибов и полого дислоцированными в районах крупных широких поднятий. Этот геоблок характеризуется особым, близким к трапповому типу, инициальным магматизмом и мощным комплексом даек и батолитов и мелких интрузий гранитоидного состава (поздняя юра—ранний мел). Важной особенностью Колымского геоблока является наличие крупных глыб внутри его — Омолонского и Охотского массивов. В пределах геоблока различаются Яно-Колымская и Чукотская складчатые области. Новые данные указывают, что на месте Колымского массива находится сложная складчато-глыбовая область.

Общая инверсия геотектонического режима в Колымском регионе произошла в поздней юре — раннем мелу. В это время сформировались различные по типу складчатые структуры. Примером одной из наиболее крупных в Яно-Колымской области может служить Западно-Верхоянский мегантиклинорий, представляющий собой асимметричное дуго-

образно-линейное сооружение, протягивающееся на 1200 км. Обнаруживается известное нарастание геосинклинальности Западно-Верхоянского прогиба от «подвижной платформы» (термин Ю. М. Пушаровского) до миогеосинклинали. В качестве характерной структуры, развивающейся на древнем фундаменте, не выходящем на поверхность, выделяется Адычано-Эльгинская зона (планорий) — широкое брахиформное сооружение с пологим сводом. Новые данные о геологии обширного блока, расположенного в среднем течении рек Индигирки и Колымы, свидетельствуют о сложной глыбово-складчатой структуре этой области. Приколымское поднятие, западная часть Алазейского плоскогорья, покрытая молодыми вулканитами, и расположенный еще западнее Уядинский блок относятся к глыбовым сооружениям, а зоны Кинкильдинская, Рассохинская, Илинъ-Тасская и некоторые другие — к геосинклинально-складчатым. Чукотская область, ограниченная с юга Омолонским массивом, а с севера гипотетической Гиперборейской платформой, состоит из нескольких умеренно дислоцированных антиклинальных поднятий и синклинальных прогибов.

Алдано-Становой геоблок имеет длительную (после среднего ? докембрия) тенденцию к поднятию, благодаря чему он глубоко размыт и на поверхность выведены древнейшие докембрийские кристаллические комплексы — алданский и становой. В последнем сохранились значительные по размерам фрагменты алданид. Сочетание древнейших сиалических ядер стабилизации с обширным первичным основным вулканизмом, а также с общей мобильностью создало особый структурный узор нижнего докембрия.

На востоке Алдано-Станового геоблока выделяется краевая складчато-глыбовая система Сетте-Дабанская — Юдомо-Майская. Она сформировалась на месте перикратонного прогиба, в котором от кембрия до карбона накапливались осадки платформенного типа. В настоящее время эта складчато-глыбовая система состоит из ряда узких приразломных антиклиналей и расположенных между ними плоских широких синклиналей. Возраст складчатости и разломы — мезозойский. В юго-восточной части этой краевой системы (к западу от Билекчанского разлома) в последние годы выявлен длительно развивающийся (с позднего архея) трог с древним ультрабазитовым и более молодым (мезозойским) гранитоидным магматизмом.

В мезозое в Алдано-Становом геоблоке прослеживаются особого типа структурные формы и магматические проявления, свидетельствующие об автономных структурах сводового и сводово-глыбового типа. К ним относятся: 1) провалы в своде на стыке алданид и становид с образованием глубоких континентальных (угленосных) рифтогенных южно-якутских впадин (см. ниже); 2) формирование цепочек гранитоидных интрузий и дайковых полей, а также вулканических центров.

Амурский геоблок имеет сложное геологическое строение, и в его пределах различается несколько складчатых областей и систем. В Центральной и Северо-Восточной Монголии в современной структуре наблюдается перемежаемость узких поднятий (горстовых?) — хребтов, сложенных существенно палеозойскими и триасовыми (на севере) геосинклинальными толщами, и широких депрессий, покрытых континентальными верхнемеловыми толщами. Большехинганская складчатая система развивалась в раннем и среднем палеозое как эвгеосинклинальная структура. Ее складчатые дислокации сформировались в карбоне. Мезозойские (главным образом юрские) вулканиты и континент-

тальные толщи несогласно перекрывают все более древние отложения. Близкая к ней по истории геологического развития Гириинско-Лаоелинская складчатая система закончила свое развитие несколько позднее, в конце перми или начале триаса.

В Монголо-Забайкальской и Амуро-Охотской складчатых системах, принадлежащих Монголо-Охотской складчатой области, четко распознаются позднепротерозойско-раннекембрийский, среднепалеозойский и мезозойский геосинклинальные этапы. В сравнительно узких разломных зонах заметное место имеют сложноскладчатые эвгеосинклинальные структурно-формационные комплексы (например, девонско-пермский вулканогенный прогиб Северного Джагды). Одновременно в окраинных частях пограничных массивов (Аргунского, Бурейнского) формировались характерные многогеосинклинальные терригенно-карбонатные (в среднем палеозое) и терригенные (в триасе и юре) комплексы с линейной (Верхнеамурский прогиб) или более простой, иногда брахиформной складчатостью. Бурейнский (Хэгано-Бурейнский) массив — крупная кристаллическая глыба, оформившаяся в качестве таковой в послекембрийское (по мнению других исследователей, в мезозойское) время. Его характерной чертой является обилие гранитоидов (докембрийские, ранне- и позднепалеозойские, триасовые).

Восточная часть Бурейнского массива крупным краевым швом обрывается Сихотэ-Алиинской системой, состоящей из двух поднятий: Ванданского (позднепалеозойского) и Центрально-Сихотэ-Алиинского (позднепалеозойского — раннемезозойского). Оба поднятия сложены кремнисто-терригенно-вулканогенными толщами. Прогибы рассматриваемой системы выполнены терригенными и терригенно-вулканогенными (в верхах) флишoidalными образованиями. Магматизм на юге Сихотэ-Алиния средне- и позднепалеозойский (габброиды и гранитоиды), а в других районах позднемезозойский габбро-гранитного ряда с преобладанием гранитоидов.

В пределах Амурского геоблока находятся обширные по размерам впадины, напоминающие молодые платформы. К ним относятся Сунляо, Зее-Бурейнская и др. Их фундамент довольно сложный, разбитый на ряд поднятых и опущенных блоков. Рыхлый чехол (обычно мел — кайнозой) достигает мощности более 2 км.

Северо-Китайская платформа составляет геоблок, в который входит Сино-Корейский щит, крупная впадина Ордоса и ряд других более мелких структур. Сино-Корейский щит еще более, чем Алданский, подвергался активизации. Так, на п-ове Корея во впадинах с докембрийским фундаментом отлагались красно- и пестроцветные угленосные отложения верхнего палеозоя и триаса. Максимальная амплитуда движений была в юре и мелу. В это время накопились мощные (до 5 км) континентальные толщи. Тектонические движения привели также к пликативной (с надвигами) активизации и обильному внедрению гранитоидов.

Наиболее прогнутая часть платформы находится к востоку от Шаньсийской синеклизы. Чехол Северо-Китайской платформы рифейско-ордовикский. Он заметен более деформирован, чем чехол Русской и Сибирской платформ. В горах Ордоса в палеозойских и мезозойских отложениях развита краевая складчато-глыбовая система, состоящая из линейных гребневидных асимметричных складок, параллельных меридиональному разлому, ограничивающему платформу. Вероятно, подобного типа структуры развиты и в хр. Алашань. К северу от Цинь-

мина в Юйхуайской краевой складчато-глыбовой системе палеозойские и мезозойские породы смяты в крупные линейные складки широтного простирания, ориентированные также параллельно региональному пограничному разлому.

Южно-Китайская платформа, образующая отдельный геоблок, ограничена с запада крупным меридионально вытянутым Сикан-Юньнаньским кристаллическим поднятием и на востоке сходным по типу — Цзяньнаньским поднятием. В остальной части платформы развит деформированный чехол, который можно отнести к краевым (и внутренним) складчато-глыбовым и складчатым эпиплатформенным системам. Эта складчатая деформация платформенного чехла произошла в мезозое (в конце юры и в мелу), она связана с разломами, выходящими на поверхность и скрытыми под протяженными узкими линейными складками. По мере удаления от зоны разломов дислоцированность слоев уменьшается. Другой район развития этого типа структур находится на севере Южно-Китайской платформы к югу от Циньлина. В этом перикратонном прогибе развиты верхнедокембрийские, палеозойские и триасовые отложения, смятые в линейные складки, длина которых достигает сотен километров. Крылья антиклиналей осложнены взбросами, по которым породы нижнего палеозоя надвинуты к югу на более молодые отложения. Чехол платформы еще резче деформирован, чем в Северо-Китайской платформе. Он состоит существенно из девонских (5 км) и более молодых пород.

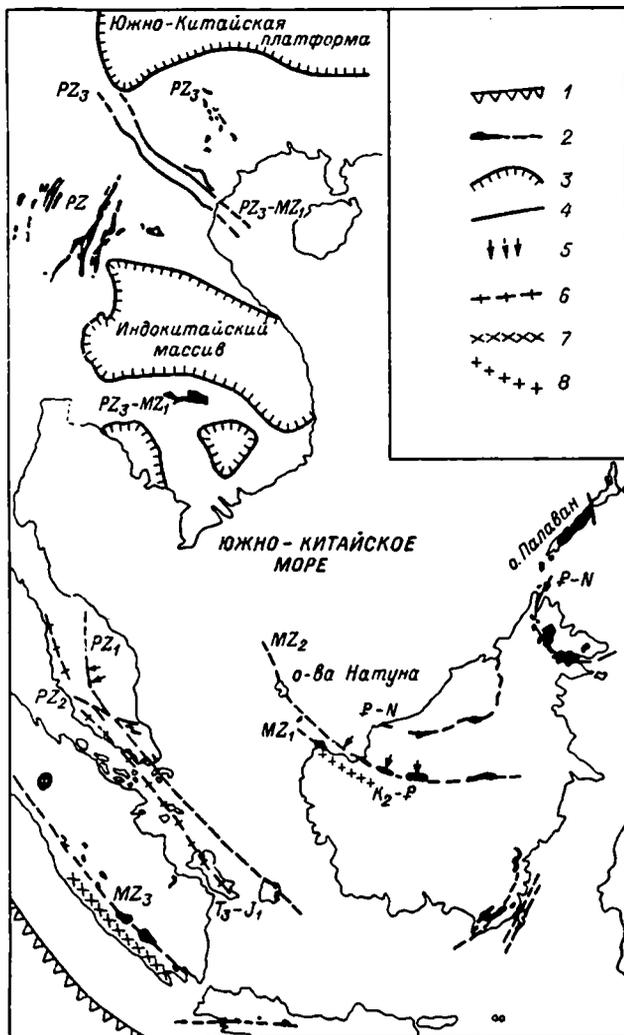
Индосинийский геоблок, значительный по размерам, но слабо изученный, отделен от Южно-Китайской платформы крупной шовной зоной смятия (Айлаошань-Фансипанской). В центре его располагается крупный массив того же названия. Фундамент массива сложен породами докембрия и, по представлениям некоторых геологов, нижним — средним палеозоем. Возможно, что красноцветный девон вместе с верхнепалеозойско-триасовыми, юрскими и меловыми толщами образует деформированный чехол. Значительная южная часть массива, по-видимому, погружена под воды Сиамского залива и Южно-Китайского моря (Южно-Китайская шельфовая область). К северу и западу от Индосинийского геоблока прослеживаются межгеоблоковые складчатые системы с офиолитами (рис. 50, табл. 3). В Лаосско-Вьетнамской складчатой системе различаются нижний терригенный ордовикско-нижнекаменноугольный комплекс (12 км) и верхний терригенно-карбонатный верхнепалеозойско-триасовый (2,5 км). Северо-Вьетнамская складчатая система по возрасту и типу близка к Лаосско-Вьетнамской. В верхнем палеозое и триасе в ней заметное место принадлежит вулканитам основного (и пестрого) состава. Орогенные комплексы этих систем сходны. Это континентальные красноцветные, угленосные, иногда прибрежно-морские слабо дислоцированные толщи верхов триаса, юры и мела. Доорогенные структуры смяты в линейные, часто сильно сжатые складки.

К западу от Индосинийской глыбы различаются меридионально вытянутые складчатые системы — Бирмано-Малайская и (к юго-востоку от нее) Северо-Зондская. В первой из них преобладают палеозойские элементы структуры. Обсуждается вопрос о правомерности выделения ее в составе индосинид. Во второй четко проявлены мезозойские складчатые движения.

Из межблоковых складчатых систем, ограничивающих с севера и юга Северо-Китайскую платформу, давно на тектонических картах

Рис. 50. Обзорная схема офиолитовых и других мафических и ультрамафических поясов Юго-Восточной Азии, по К. С. Хатчинсону [139].

1 — глубоководный желоб; 2 — выходы офиолитов (штриховой линией показано вероятное продолжение поясов); 3 — границы платформ и массивов; 4 — сбросы; 5 — зона поддвижения; 6—8 — гранитоиды (6 — позднетриасовые—раннеюрские, 7 — меловые, 8 — позднемеловые и палеогеновые).



выделяются широтные зоны «Внутреннемонгольская кристаллическая ось» и Циньлинская складчатая система. Первая из них одними исследователями включается в фундамент Северо-Китайской платформы, а другими выделяется как самостоятельная область байкалид. Стратиграфических данных о возрасте метаморфических толщ Внутреннемонгольской кристаллической оси настолько мало, что сейчас решить этот вопрос невозможно. Юго-восточная часть этой системы, расположенная к северу от Пекина, имеет в целом платформенный разрез рифа — кембрия большой мощности (до 7—8 км). Ее следует относить к перикратонному прогибу. Также еще слабо изучены герциниды Циньлина. В пределах последнего развиты древние докембрийские (нижнепротерозойские ?) эвгеосинклинальные толщи, собранные в сложную систему складок. На юге существовали прогибы, выполненные мощ-

Мафические и ультрамафические комплексы пород Юго-Восточной Азии  
(по К. С. Хатчинсону, 1975 г., с сокращениями)

Пояс	Местонахождение	Офиолиты или близкие к ним породы	Вмещающие и осадочные породы	Время перемещения	Примечания
Уверенно классифицируемые как офиолиты					
Бентонг-Рауб	Центральный п-в Малайзии	Расслоенные серпентиниты, актинолит-эпидотовые и диопсидовые сланцы, габбро	Углистые сланцы и филлиты, кремни, конгломераты	Ордовик, возможно, поздний и ранний карбон	Метаморфизованные и расслоенные офиолиты
Сонг-Ма	Северный Вьетнам, Лаос	Серпентинизированный пироксенит, перидотит, дунит, базальт, амфиболит	Нижнепалеозойские кремнисто-аргиллитовые известняковые толщи, часто сланцеватые	Пермь — ранний триас	Расчлененные, частично метаморфизованные офиолиты в сложных складчатых поясах
Черная Рска	Северный Вьетнам	Спилиты, диабазы, габбро, серпентиниты	Триасовые аргиллитокремнистые толщи с известняками	Поздний триас	Расслоенные офиолиты в Северо-Вьетнамской шовной зоне
Лупар	Саравак и Северо-Западный Вьетнам; Натуна (Бунгуран)	Оливиновые базальты, габбро, долериты, агломераты, серпентиниты, диабазы, нориты в Натуне	Раянгская группа: филлиты, аспидные сланцы, глинистые сланцы, граувакки, кремни	Поздний мел	Неполная офиолитовая серия
Мератус-Бобарис	Юго-Восточный Калимантан	Перидотиты, пироксениты, габбро, диориты, амфиболиты, роговообманковые сланцы, плагиоклазовые граниты	Свита Алино: кремни, кремнистые и глинистые сланцы, конгломераты с обломками глаукофановых сланцев	Юра — мел	Полная офиолитовая серия; интрузивные алмазные брекчиевые грубки
Дарвел-Бей-Лабук Палаван	Сабах, Филиппинские острова, вокруг моря Сулу	Полосчатые метагаббро, metabазальты, спилиты, гарцбургиты, пироксениты, серпентиниты, амфиболитовые дайки	Спилиты, кремни, аргиллиты; палеоген-неогеновый меланж с офиолитами	Миоцен	Полная офиолитовая серия, высокая степень метаморфизма

Условно отнесенные к офиолитам

Сегапат-Джохор, Сингапур- Белитунг	П-ов Малайзия, Сингапур, Индо- незия	Серпентинитовые ксе- нолиты в базальтах Се- гамата, габбро	Точно не известно: обычно ассоциируют с гранитами	Дотриасовый (догранитный)	Линейное продолжение Бентонг-Рауб
Лампанг—Хоуэф- Сан	Таиланд, Лаос	Габбро, пироксениты, диабазы, андезиты, туфы, метабазиты (амфибо- литы)	Морские кремни, пес- чаники, конгломераты, глинистые сланцы	Поздний карбон — пермь	Очень похожи на офи- олиты; ультраметамор- фические породы редки
Утгарадит — Луангпаханг	Таиланд, Лаос	Серпентинизированные пироксениты, габбро, дио- риты, долериты	Песчано-конгломерато- глинистые сланцы, из- редка кремни	Карбон — пермь ранний триас	
Снемреап— Станг-Тренг	Северная Камбоджа	Габбро, перидотиты, долериты; амфиболиты вместе с дунитами	Песчаники, глинистые сланцы, известняки	Карбон — пермь ранний триас	Не очень хорошо опре- делен как пояс
Серабанг	Западный Саравак	Базальты, туфы, агло- мераты, метагаббро, ам- фиболиты, серпентиниты, перидотиты, пироксен- иты	Свита Серабанг: аргил- литы, граувакки, кремни, конгломераты	Ранний мел	Не очень хорошо опре- делен как пояс; свита офиолитовая, но линей- ная, протяженность ми- нимальная
Гумай, Гарба, Маунтенс, Атжех	Южная и Север- ная Суматра, Индонезия	Базальтовые породы	Лингсен-Бедс: мергели- стый кремний, глинистые сланцы, радиоляриевые кремни	Ранний мел	Описан только базальт
Джилетух, Бейлах-Удо	Ява, Индонезия	Серпентиниты, перидо- титы, габбро, диабазы, метабазиты	Допалеогеновые хлори- товые кристаллические сланцы, филлиты	Дозоценовый	Изолированные допа- леогеновые покровы
Бакит-Мерсинг	Центральный Саравак	Подушечные базальты, спилиты, туфы	Свита Белага; глини- стые сланцы, известковые красные аргиллиты	Палеоцен	Неполная офиолитовая серия

ными терригенными и кремнисто-вулканогенными отложениями верхнего протерозоя — силура. Центральный (герцинский) Циньлин сложен карбонатными и флишоидными толщами девона и карбона (до 9 км). Довольно широко развит палеозойский гипербазитовый (собственно геосинклинальный) и гранитоидный послегеосинклинальный магматизм.

Только общие сведения имеются и о Катазиатской складчатой системе, расположенной к востоку от Южно-Китайской платформы. В ней выделяются выступы древнего (дорифейского) основания и более молодые (поздний докембрий — силур) толщи различных песчаников (граувакковых и других), глинистых и глинисто-кремнистых сланцев и очень редко зеленокаменных пород. Геосинклинальные формации перекрыты девонской молассой. Все эти толщи, нередко ритмично слоистые, сложены в линейные, часто асимметричные складки. Западнее, ближе к платформе, находится Цзянси-Гуансийская складчатая система, где развиты мощные (7—8 км) толщи нижнего палеозоя, перекрытые триасовыми породами с относительно простыми складчатыми структурами.

К северо-западу от Бирмано-Малайской системы выделяется Шанский пограничный массив, сложенный в фундаменте метаморфизованными толщами докембрия и кембрия, а в чехле — умеренно дислоцированными карбонатными палеозойскими толщами и пологозалегающими красноцветами триаса (рэт). Возможно, самостоятельная среднепалеозойская эвгеосинклинальная система должна быть выделена на северном побережье Сиамского залива. Для Бирмано-Малайской системы характерно развитие карбонатных толщ ордовика — перми (10 км). Лишь местами присутствуют мощные терригенные пачки. Все толщи этой системы смяты в сравнительно крупные симметричные складки.

Северо-Зондская складчатая система охватывает южную часть п-ова Малакка, возможно, север о. Сулавеси, острова Банка и Бели-тунг и юго-западную часть о. Калимантан и примыкающие приподнятые части Южно-Китайской шельфовой области. В целом это система с корой континентального типа. На палеозойском и более древнем основании здесь широко развиты средне-верхнетриасовые терригенно-карбонатные отложения с прослоями кремнистых пород и подводных эффузивов и отчасти более молодые юрские и меловые. В пределах полуострова и перечисленных островов складчатость не очень напряженная. Любопытно отметить, что складчато-глыбовые структуры в пределах крайней северо-востока и юго-востока Азии (геоблоки Колымский и Индосинийский) имеют многие черты сходства. И там и здесь развиты однородные терригенные и терригенно-карбонатные толщи, прорванные разновозрастными, но существенно мезозойскими гранитоидами, расположенными в разновозрастных и разнотипных складчатых и блоковых структурах. Имеются и общие черты эндогенной металлогении.

Расположение офиолитовых и близких к ним комплексов на Индо-китайском геоблоке и в сопредельных районах показано на рис. 50 и табл. 3. Они трассируют очень важные структурные швы и свидетельствуют о периодических раздвигах и поступлении в верхние структурные этажи симатического матернала.

Рифтовые системы в Восточной Азии пока известны только в Южной Сибири. Здесь выделяется весьма протяженная (около 2500 км) Монголо-Байкало-Южноякутская рифтовая система, совпадающая с сейсмическим поясом. Эта система пересекает громадный Алдано-

Становой свод, тяготея к Становому линейному заложению древнего заложения. Начало формирования рифтовой системы относится к ранней юре. Развитие рифтовых впадин продолжалось в мелу и особенно четко (для его байкальской части) проявилось в неогеновом и четвертичном периодах.

Систематизируя вышеизложенные данные и сведения, известные по многочисленным работам по геологии и тектонике Восточной Азии, можно установить следующие закономерности строения и развития этой части Тихоокеанского подвижного пояса.

1. Восточная Азия обладает особым тектоническим стилем, отличающимся от линейно вытянутых складчатых сооружений Восточной Австралии и Северной и Южной Америки. Окраину материка образуют крупные глыбы — геоблоки, разделенные широтными межгеоблоковыми зонами высокой подвижности. Строение геоблоков, как правило, также мозаичное, и различного типа массивы полигональной формы сложного внутреннего строения являются важной составляющей края континента.

2. Тектоническая активность многократно побеждала инерцию стабильности, а поэтому щиты (Алданский, Сино-Корейский) и древние кристаллические массивы и области (Становик, Хэган-Буреинский, Ханкайский, Омолонский, Охотский, Цзиньнанский, Индосинийский) не раз претерпевали различного рода активизацию начиная с протоактивизации (термин В. И. Казанского) и кончая мезозойской активизацией, выраженной в различных регенерациях (пликативной, разломной, магматической, сводово-глыбовой и др.).

3. Благодаря сочетанию движений оседания на значительных площадях (Верхоянский, Юйхуайский и другие районы) в одних регионах и мощной раздвиговой тектонике в сравнительно узких зонах в других (Монголо-Охотская и Циньлинская геосинклинальные системы), обширным сводово-глыбовым воздыманиям, сопровождающимся впадинообразованием рифтового типа на третьих (сочленение Алданского щита и Становой области), а также формированию специфических краевых магматических структур на четвертых (звенья-вулканогены Восточно-Азиатского пояса) в Восточной Азии наблюдаются разнотипные структурные подразделения со своими особенностями складчатой, дизъюнктивной и магматической тектоники.

4. Известное разнообразие в формировании осадочно-вулканических и осадочных призм, линз и клиньев в особых обстановках характерно для перечисленных выше регионов. В то же время магматизм, в особенности мезозойский гранитоидный, как бы уравнивал на громадных пространствах условия образования магматических тел, что следует из их петрохимических и металлогенических характеристик.

## ВОСТОЧНАЯ АВСТРАЛИЯ

Австралийский континент отделяется от Азиатского крупнейшей в мире по размерам и очень сложной Индонезийской транзиталью. Последняя служит одновременно звеном, соединяющим Индийский и Тихий океан. На севере континента расположена обширная область Арафура-Карпентария, переходящая в равнины южной части Новой Гвинеи. В Австралии очень четко выражено глыбовое строение. На новой тектонической карте (Геологическое общество Австралии, 1971 г.) видна перемежаемость высоко поднятых геоблоков с выходами кристаллических пород докембрия и крупных плит, в которых фундамент

погружен на разную глубину. Зоны сочленения геоблоков обозначаются крупными разломами или гравитационными ступенями, а также краевыми складчатыми системами (Аделаида). Западная часть Аделаиды отделяется от блока Гаулер «живой» сейсмической зоной длиной 1100 км, протягивающейся от зал. Спенсер до оз. Торренс и несколько дальше на север-северо-запад. Это единственная (да и то слабая) сейсмическая зона во всей Австралии.

За последние годы резко возросла геофизическая изученность Австралии. Были изданы к XXV Международному геологическому конгрессу «Гравиметрическая карта» масштаба 1:5 000 000 (1976 г.) и «Карта аномального магнитного поля» масштаба 1:2 500 000 (1976 г.). Это позволяет значительно уточнить геолого-структурное районирование континента и проследить продолжение ряда структур как под платформенным чехлом, так в некоторых районах и в шельфовых зонах. Используя упомянутые карты, а также составленные австралийскими геологами тектоническую и металлогеническую карты (масштаба 1:5 000 000), можно составить для Восточной Австралии новую геолого-структурную схему (рис. 51).

Сложенный породами нижнего докембрия блок Гаулер выражен сглаженным гравитационным полем с небольшим перепадом положительных и отрицательных значений силы тяжести (редукция Буге). Такое же гравитационное поле характерно для выступа Георгина, открытого на большей части площади нижнепалеозойскими отложениями, относящимися к бассейну Георгина. Перемежаемость узких полос весьма глубоких гравитационных депрессий и относительно высоких величин силы тяжести выявлена в центральной части Австралии. Этот перепад составляет 200 мгал (от +40 до —160). Полосы глубоких гравитационных депрессий соответствуют авлакогену Амадиес, а полосы с положительными аномалиями — блоку Арунта и др. Восточнее и, возможно, юго-западнее выступа Георгина прослеживается очень важный в рудном отношении краевой шов, хорошо изученный в районе Маунт-Айза, где установлено меридионально вытянутое древнее срединное поднятие с крупными гранитными массивами (1700—1660 млн. лет). К западу и востоку от этого поднятия располагались в среднем протерозое два прогиба. В основании их находятся эвгеосинклинальные формации, прорванные гранитами (1570—1540 млн. лет), а в верхней части доломитовые сланцы с прослоями туфов (серия Маунт-Айза, возраст 1500—1400 млн. лет). Некоторые исследователи всю эту краевую структуру (или только упомянутые поднятия) называют «тектонический рант» (tectonic welt). Предполагалось, что он под платформенным покровом проходит далеко на юг, соединяясь со складчатой системой Аделаида. Геофизические данные противоречат этим представлениям.

Четкой перикратонной структурой вырисовывается краевая складчатая система Аделаида (1400—600 млн. лет), расположенная между блоком Гаулер и раннепалеозойской складчатой системой Канманту. Здесь смяты в складки (куполовидные и брахиформные на западе и кулисообразно расположенные на востоке) мощный комплекс терригенно-карбонатных пород.

Наиболее подвижной частью Австралии является тихоокеанский край континента, где выделяются складчатые системы: Канманту, Лаклан, краевой прогиб Сидней — Боуэн и складчатые системы Новой Англии и Ходжкинсон. Рассмотрим несколько подробнее эту часть



Тихоокеанского подвижного пояса. На западе располагается система Канманту, состоящая из подводных вулканитов основного и среднего состава, терригенных флишоидных пород с линзами известняков с археоциатами. Превращение этой системы в орогенную произошло в результате деламерского тектогенеза (поздний кембрий — ранний ордовик).

Лакланская геосинклинальная складчатая система относится к типичным каледонидам. В начальном периоде развития здесь проявлены спилиты (на о. Тасмания кератофиры и риолиты), серпентиниты и габброиды. В ордовике и силуре продолжалось накопление мощных геосинклинальных толщ карбонатно-терригенных и граувакковых. Несколько фаз тектогенеза, сопровождавшихся интрузивным магматизмом, имели место при формировании рассматриваемой системы. Устанавливается сложная складчатая структура (перемежаемость антиклинориев и синклинориев), усложненная разрывами. В самостоятельную геосинклинальную систему можно выделить геосинклиналь Ходжкинсон (Северный Квинсленд), где отложились в течение ордовика — раннего карбона очень мощные (более 15 км) толщи граувакк, алевролитов и известняков с подчиненными (в позднем девоне — раннем карбоне) кислыми и основными вулканитами.

В складчатой системе Новой Англии широко представлены девонские и каменноугольные отложения общей мощностью 7—8 км. В девоне преобладают породы кремнисто-вулканогенной формации, а в карбоне — терригенной и терригенно-карбонатной. Поднятие Новой Англии, пронизанное позднепалеозойскими гранитоидами, отчленило морские бассейны перми и местами раннего триаса. Главные складчатые и разрывные деформации приурочены к пермскому периоду (орогенез Хантер — Боуэн). Девонские и каменноугольные породы деформированы в серию линейных складок, разорванных пологими надвигами. В западной части складчатой системы встречаются серии чешуйчатых структур. Внедрение интрузивов разного состава (ультрабазиты, габбро, гранитоиды) продолжалось в течение позднего палеозоя и частично в раннем триасе. Сиднейско-Боуэнский краевой прогиб был заложен в конце карбона, но наиболее активно развивался в перми. В нем распространены молассовые (частично угленосные) толщи. Часто наблюдаются прослои лав среднего и основного состава.

Восточный край материка сохранил подвижность в мезозое и кайнозое, что подтверждается наличием триасовых, юрских и кайнозойских наземных вулканитов и меловых гранитов на о. Тасмания. Особое внимание привлекает прогиб Мэриборо, охватывающий узкую полосу Тихоокеанского побережья и прилегающую часть шельфовой зоны вблизи о. Фрейзер. В основании разреза здесь залегает пермская толща (2 км) граувакк, средних и кислых эффузивов, перекрытых несогласно морским триасом (свыше 1 км песчаников и сланцев) и континентальной средней юрой (песчаники, аргиллиты с прослоями угля) и покровами андезитов (1,2 км). Выше следуют андезиты и туфы неокома (1,3 км) и морские глинистые и кремнистые сланцы апта (1,8 км). Завершает разрез мела мощная (1,6 км) толща альба (песчаники и алевролиты, битуминозные угли). По-видимому, восточнее геосинклинально-складчатой системы Новая Англия в сравнительно короткий отрезок времени в конце неокома и в апте сформировался прогиб геосинклинального типа, впоследствии (послеальбское время) превратившийся в складчатую зону. В последней известны небольшие позднемезозойские интруз-

зии гранит-порфиров. В Восточной Австралии развиты мезозойские и кайнозойские покровы континентальных вулканитов. Крупный тектонический уступ (возможно, погруженное, выгнутое в северо-западном направлении вулканическое нагорье) фиксируется положением Большого Барьерного рифа, осадки которого начали накапливаться с миоцена. Сейчас внешняя часть этого рифа представляет собой цепь многочисленных рифовых холмов, плоских коралловых островов и окаймляющих мелких рифов.

Приведенные выше данные о тектонике и глубинном строении Восточной Австралии приводят к выводу, что тихоокеанская окраина континента представляет собой классический пример обрастания древних жестких структур (кратона) постепенно «омолаживающимися» в направлении с запада на восток перикратонными и геосинклинальными складчатыми сооружениями (см. схему).

Краевые и перикратонные прогибы

*Маунт-Айза*

Средний протерозой (1600—1500)

*Аделаида*

Поздний протерозой (1400—600) \*

Конец протерозоя

Геосинклинально-складчатые системы

*Канманту*

Поздний протерозой — ранний кембрий

Средний кембрий — ранний ордовик

*Лаклан*

Кембрий — силур

Средний девон

*Ходжкинсон*

Силур — средний девон

Конец девона — ранний карбон

*Новая Англия*

Кембрий — карбон

Пермь

*Мэриборо*

Пермь — ранний мел

Конец раннего мела

\* Миллионы лет; в числителе — время накопления осадочных и вулканогенных толщ, в знаменателе — главная эпоха тектогенеза.

В Восточной Австралии отмечаются активное проявление инициального вулканизма и интрузий основного и ультраосновного состава, граувакк и флиша, многофазность гранитоидного магматизма, наличие типичных орогенных вулканических и осадочных формаций, зонально построенные складчатые структуры и полосы метаморфических образований.

Североамериканский континент не имеет столь четкого деления на геоблоки и межгеоблоковые зоны, как это можно было видеть в Азии и Австралии. Однако, по данным Ф. Кинга [40, 41], Кордильеры Северной Америки делятся поперечными линеаменентами на три сегмента: Канадский, Орегон-Монтанский и Калифорнийско-Колорадский. Эти сегменты, сравнимые с геоблоками других континентов, отчетливо выделяются на карте сейсмичности, составленной Г. Вуллардом. В. Е. Хаин различает по истории развития и геолого-структурным особенностям Кордильеры Аляски, Канады (и Монтаны), Соединенных Штатов, Мексики и Центральной Америки. Подробно современную сводку данных, а также и истории Аляски и Кордильер Северной Америки можно найти кроме упомянутых работ Ф. Кинга и В. Е. Хаина в трудах Н. А. Богданова [8], С. М. Тильмана [86], Б. Х. Егназарова и других авторов.

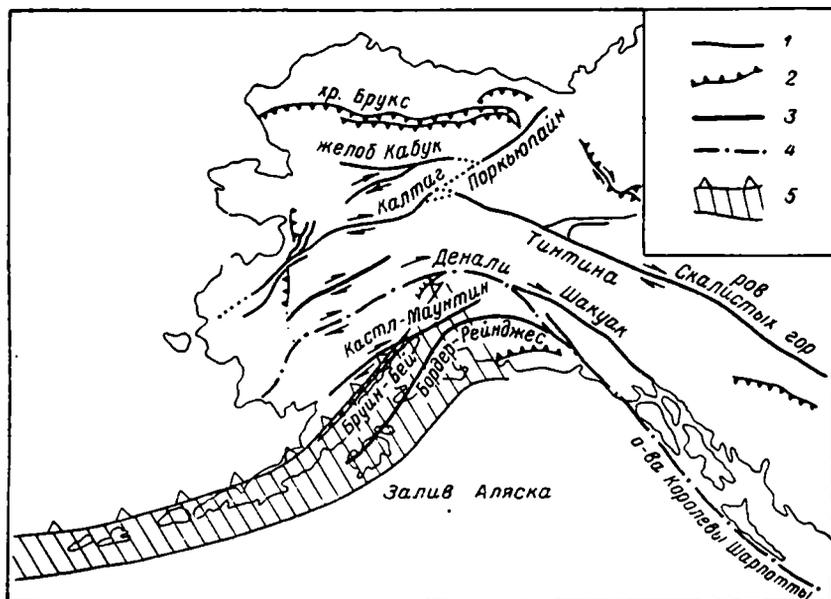
Крайняя северо-западная часть Северной Америки занимает по геолого-структурному положению промежуточную позицию между отчетливо складчато-глыбовой Восточной Азией и линейно-складчатым западом Северной Америки. Юконский пограничный массив и фрагменты Анадырско-Сьюардского блока создают крупную мозаику структур, столь характерную для Северо-Востока СССР; в Южной и отчасти Центральной Аляске можно легко найти структурно-формационные комплексы, весьма близкие к таковым Кордильерской складчатой области.

Неоднородность строения Кордильер Северной Америки и сопредельных районов не только заметна на геологической, сейсмической и других картах, но и выявляется на схемах размещения тепловых потоков, мощности земной коры, металлогенических и др. Несмотря на известную противоречивость данных сейсмологии, устанавливается сложное, дифференцированное строение коры. Дж. Хили и Д. Уоррен составили серию профилей сейсмического зондирования (между 35 и 39° с. ш.) и сводную схему толщины земной коры для США. На ней отчетливо видна аномальная зона утолщений коры в полосе кайнозойских складчатых структур гор Олимпии (до 50 км). Вблизи этого района на о. Ванкувер мощность коры меняется от 35 до 50 км и граничная скорость волн на поверхности Мохо составляет 7,81 км/сек. Изолиния толщины коры в 30 км удаляется далеко на восток к югу от границы Канады и США, подтверждая широтный линеамент Льюиса — Кларка, и приближается к побережью в более южных районах. Имеются и другие аномальные зоны в Кордильерах близмеридионального простиранья.

Аляскинский геоблок в последние годы интенсивно изучался геологами США (Г. Бродан, У. Броне, Дж. Гейтс, Б. Маккеветт, Т. Миллер, Д. Пакер, У. Паттон, К. Сейнсберри, Д. Стоун, А. Тейлдер, М. Чуркин и другие). В СССР сводка материалов по Аляске принадлежит Б. Х. Егназарову, Н. А. Богданову, Б. А. Натальину и другим. На основании новейших работ У. Паттона границу геоблока с Кордильерской складчатой областью можно, по-видимому, провести на северо-востоке по разлому Поркьюпайн и на юго-западе по разлому Денали и полосе поверхностных и промежуточных землетрясений (70—300 км), вытянутой от зал. Кука на север-северо-восток.

Как хорошо видно на фотографиях, снятых из космоса, а также на различных картах и схемах, в Аляскинском геоблоке отчетливо раз-

Рис. 52. Разломная тектоника Аляскинского геоблока (по материалам геологов США).



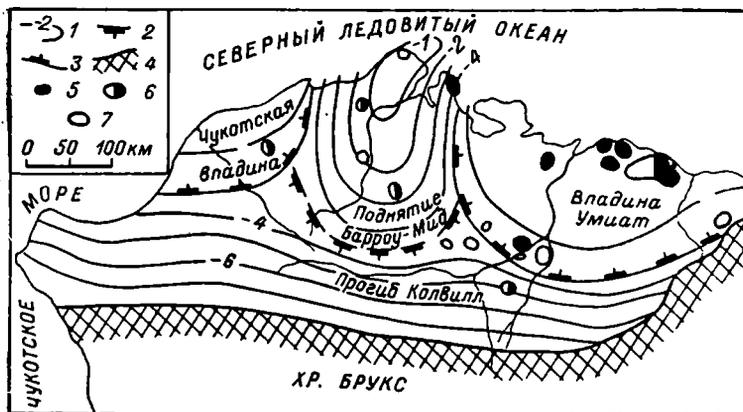
1 — сдвиги; 2 — надвиги; 3 — сбросы; 4 — разломы, выраженные в геофизических полях; 5 — зона Заварицкого—Беньофа.

личаются весьма протяженные разломы нескольких типов (рис. 52). Самый южный из них Бордер-Рейнджес имеет длину более 1000 км. Этот разлом, как и многие другие (например, Денали, Тинтина), великолепно выражен в рельефе и на разных участках представляет собой то систему пологопадающих надвигов, то довольно крутых сбросов.

Наиболее древней геосинклинальной складчатой областью следует считать Южно-Бруксовскую, сложенную существенно ниже-среднепалеозойскими осадочными терригенно-карбонатными толщами (5—6 км). Предполагается, что подобного же типа геосинклинальные осадки были широко развиты и в других районах Аляски (горы Кайю, восток п-ова Сьюард и др.). На северо-востоке хр. Брукс в разрезе нижнего палеозоя проявляются мощные прослои подводных основных лав. Не исключено, что и в других районах хр. Брукс имеются прослои и линзы вулканитов, превращенные в зеленые сланцы. Важное значение имеют верхнедевонские континентальные терригенные толщи (часто с конгломератами), которые фиксируют вероятное завершение среднепалеозойских движений. Последнее подчеркивается абсолютным возрастом гранитов в горах Романцева (430 и 330 млн. лет).

На северном склоне хр. Брукс развиты сравнительно небольшой мощности карбонатные нижнекаменноугольные и терригенные пермские, триасовые, юрские и меловые (самые низы) отложения, образующие узкую складчато-надвиговую зону. Как известно, ранее эта зона рассматривалась как складчатая часть Колвиллского краевого прогиба. По новым данным она представляет собой активизированную окраинную часть молодой эпипалеозойской платформы, имеющей крупные запасы нефти и газа (рис. 53). Этим справедливо ставится под сомне-

Рис. 53. Обзорная карта нефтяных и газовых месторождений Северо-Аляскинской молодой платформы [69].



1 — изогипсы поверхности фундамента, км; 2—3 — границы структурных элементов (2 — положительных, 3 — отрицательных); 4 — складчатая система Брукса; 5—7 — месторождения: 5 — нефтяные; 6 — газонефтяные; 7 — газовые.

ние наличие мезозой на севере Аляски. Значительный по размерам район Центральной Аляски между разломами Кобук и Денали плохо обнажен и слабо изучен. Здесь выделяются как фрагменты карбонатно-терригенного нижнего и среднего палеозоя, так и крупные останцы вулканогенно-кремнисто-терригенного верхнего палеозоя — мезозоя (до нижнего мела включительно). Весьма заманчивым представляется предположение У. Паттона (устное сообщение), что вытянутый к востоку треугольник Юкон — Коюкук явился результатом крупного раздвига в мезозое.

Южная часть Аляски может быть объединена с областью Кордильер Северной Америки. Ближе к зал. Аляска на значительном протяжении расположен терригенный прогиб Атануска — Врангель (средняя юра — верхний мел) и прогиб Чугач, выполненный сложным комплексом верхнемезозойских терригенно-вулканогенных пород, предположительно залегающих на коре океанического типа.

Геосинклинальная складчатая область Кордильер Северной Америки — весьма сложное сооружение, состоящее из ряда прогибов, поднятий и массивов. На севере ее располагается массив Юкон, сложенный существенно кристаллическими породами докембрия и метаморфизованными породами палеозоя. Вдоль юго-западной границы этого массива прослеживается протяженный прогиб Гравина — Нутцотин длиной 1200 км, выполненный среднеюрскими и нижнемеловыми (включая альб) морскими и континентальными андезитовыми вулканомиктовыми толщами.

На границе краевой складчато-надвиговой системы Маккензи — Скалистые горы можно выделить своеобразные массивы, которые иногда рассматриваются как самостоятельные складчатые пояса или антиклинории (антиклинорий Парселл). Нижнюю часть разреза составляют протерозойские граувакки, алевролиты и карбонатные породы, а верхнюю — более грубозернистые осадки, соответствующие, вероятно, венду. Все эти образования сложены в пологие складки. В поясе Сельвин к востоку от разлома Тинтина прослеживается сравнительно узкая геосинклиналь, выполненная существенно верхнепалеозойскими вулка-

ногенно-терригенными толщами, пронизанными мелкими телами ультрабазитов.

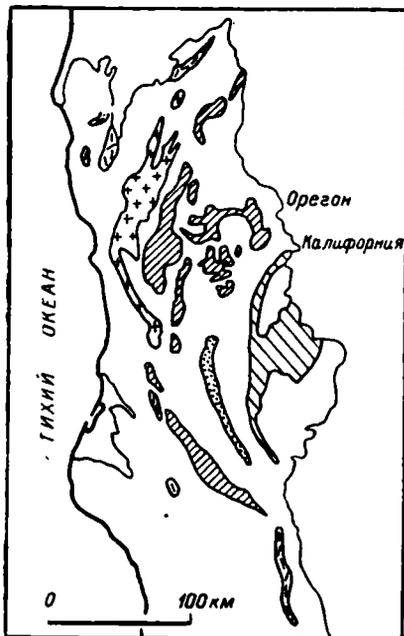
На отрезке Кордильер в Канаде, представляющем собой, вероятно, самостоятельный геоблок, ограниченный на юге поперечным линеamentом Льюис—Кларк, в целом хорошо выражена продольная зональность. К западу от рва Скалистых гор—границы области Кордильер с деформированным краем платформы—следует кристаллический пояс Оминека, охватывающий полосу сильно метаморфизованных пород протерозоя, палеозоя и мезозоя с гипербазитами и обильными интрузиями гранитоидов. В разрезах среднего кембрия—девона, верхнего триаса и юры большую роль играют подводные вулканиты основного и среднего состава. Межгорный Колумбийский пояс, расположенный восточнее, сложен относительно слабо метаморфизованными мезозойскими отложениями и палеогеновыми вулканитами (платобазальты и субщелочные вулканиты). К этому поясу относится впадина Баузер, выполненная юрскими и нижнемеловыми обломочными отложениями. Еще восточнее палеозойские толщи (девон—пермь), а также породы верхнего триаса и юры включают обильные подводные вулканиты основного состава с кремнисто-терригенно-карбонатными пачками. В раннем мелу происходят поднятия, эрозия, складко- и надвигообразование и внедрение многочисленных интрузий гранитоидов. Во многих районах (например, вдоль сбросовой зоны р. Фрейзер) в грабенах или небольших впадинах накапливались эоценовые базальты. В зонах молодых расколов в олигоцен-миоценовое время отмечены интрузии гранитов (20—33 млн. лет).

В Береговом плутоническом поясе (длина 1760 км, ширина 80—160 км), сложенном гранодиоритами и кварцевыми диоритами, намечаются три зоны: западная, где развита наиболее древняя группа массивов (140—84 млн. лет), центральная (77—64 млн. лет) и восточная (55—40 млн. лет).

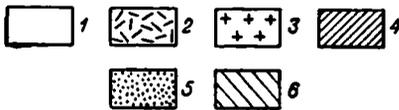
Системой проливов, местами с хорошо выраженной гравитационной ступенью, континент отделяется от о-вов Ванкувер, Королевы Шарлотты и архипелага Александра, где выступают вулканогенно-осадочные палеозойские (ордовик—пермь) и триасовые осадки. В меловых отложениях наблюдаются угленосные толщи. Многочисленные интрузии юрских и реже меловых гранитов широко распространены в этом регионе. В раннем кайнозое на юго-западной окраине о. Ванкувер возобновились геосинклинальная обстановка. К западу от этого острова геофизиками обнаружен эоцен-плиоценовый геосинклинальный прогиб Тофина. Островная группа Восточного Притихоокеанья выделяется в систему Инсуляр.

К югу от линеамента Льюис—Кларк структуры не менее сложны, чем в Западной Канаде. На крайнем западе вблизи Тихоокеанского побережья, к югу от прол. Хуан-де-Фука до Лос-Анджелеса, здесь прослеживаются палеогеновые вулканогенно-осадочные толщи с большими массами подводных подушечных базальтов. В Береговом поясе Калифорнии в поздней юре и в мелу отложились мощные толщии граувакк, глинистых и кремнистых сланцев и подушечных базальтов францисканской формации, отлагавшихся, видимо, у подножия континентального склона на океанических глубинах. К востоку с Тихоокеанской зоной, по-видимому, тесно связана полоса более древних палеозойских, мезозойских вулканогенно-осадочных (часто карбонатных) толщ, выходящих в горах Клатмат и Сьерра-Невада. Здесь широко распространены

Рис. 54. Офиолитовые комплексы северо-запада США, по А. Г. Смитю [169].



1 — кайнозойские отложения; 2—6 — офиолитовые комплексы: 2 — позднеюрские (послеэвадвийские), 3 — юрские, 4 — триасовые и пермские, 5 — позднепалеозойские (пермские); 6 — ранне-среднепалеозойские (ордовикские и девонские).



пологие и крутопадающие плоские тела разновозрастных ультраосновных пород (рис. 54). Самая интенсивная складчатость была в поздней юре. История тектонического развития значительного отрезка Кордильер в мезозое и кайнозое (по У. Р. Диккенсону) показана на рис. 55.

Мексиканская складчатая система. Южный фланг Кордильер прослеживается в Мексике. Здесь можно выделить к югу от Техасского линеамента самостоятельную Мексиканскую систему, состоящую из двух зон: западной, обычно эвгеосинклинальной, частично перекрытой кайнозойскими континентальными вулканидами, и восточной миогеосинклинальной. В ее основании известны триасовые и юрские красноцветы и эвапориты. Геосинклинальный комплекс верхнеюрский и меловой, терригенно-кар-

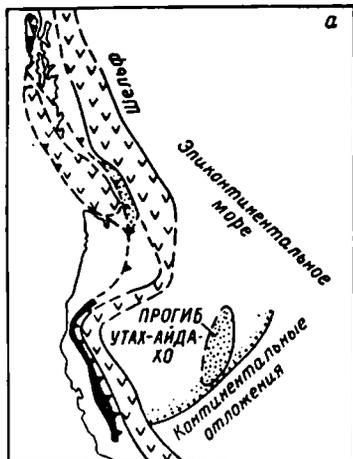
бонатный. К востоку от Мексиканской геосинклинально-складчатой системы следует выделить Восточно-Мексиканский краевой прогиб, заложенный на западной окраине молодой платформы, обрамляющей Мексиканский залив. В этом прогибе известны эоценовые и более молодые богатые нефтью и газом отложения молассового типа мощностью до 4—5 км (рис. 56).

К западу от гор Сьерра-Невада в пределах Большого Бассейна различается огромное количество вытянутых в общем меридиональном направлении горстов и грабенов. Предполагается, что это часть раздробленного в позднем мелу свода, возникшего на западе на невадиде, а на востоке на окраине платформы (табл. 4). В горстах широко развиты раннепалеогеновые интрузии гранитоидов и вулканы среднего и кислого состава (палеоген — неоген). Известное структурное сходство с Большим Бассейном имеет находящаяся в Северо-Западной Мексике пустыня Сонора, в которой в последние годы обнаружены новые рудные районы.

К востоку от Большого Бассейна находится глыба краевого массива Колорадо, сложенного кристаллическими породами протерозоя, перекрытыми мощным (до 3 км) чехлом палеозоя и мезозоя и по окраинам — базальтоидами. В пределах массива известны цепочки малых интрузий диорит-порфиритового и монцитит-порфиритового состава.

Краевая складчато-глыбовая система Маккензи — Скалистые горы возникла на месте перикратонного прогиба, в ко-

Рис. 55. Палеотектонические схемы запада США в мезозое и кайнозое, по У. Р. Диккинсону [121], с изменениями.



а — юра (185—155 млн. лет); б — позняя юра — ранний мел (155—125 млн. лет); в — поздний мел (95—65 млн. лет); г — палеоцен — ранний эоцен (65—42,5 млн. лет); д — поздний эоцен — ранний миоцен (42,5—17,5 млн. лет).  
 1 — островные дуги; 2 — комплекс осадков зоны поддвижения, частично сопровождается меланжем; 3 — осадки тыловых и краевых внутренних бассейнов; 4 — береговая линия; 5 — выступы фундамента; 6 — прототрансформный разлом; 7 — францисканский комплекс.

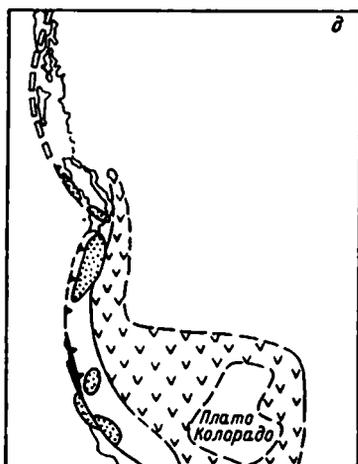
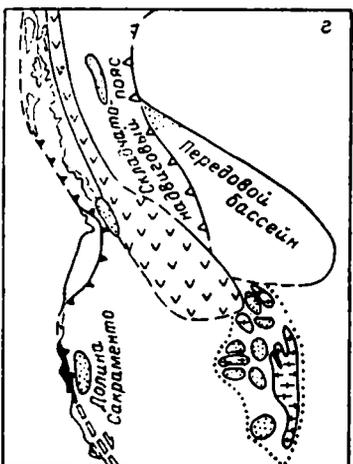
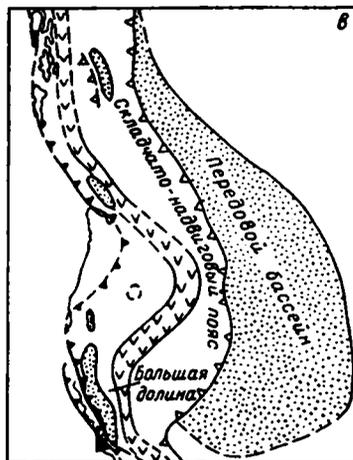
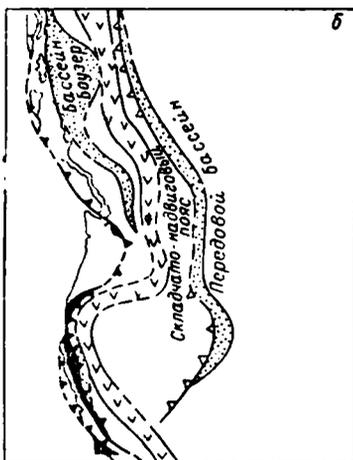
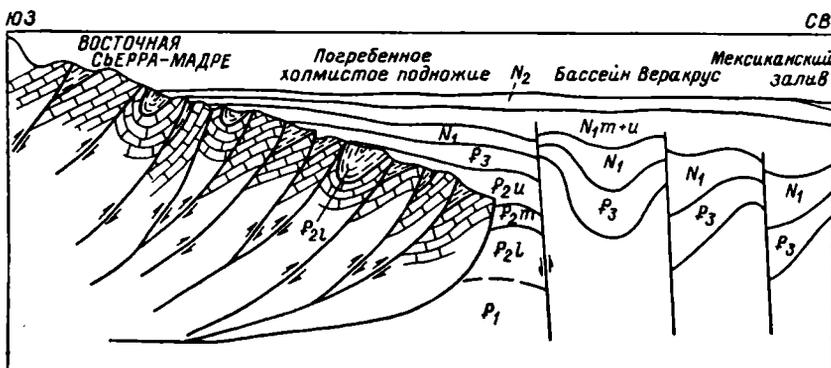


Рис. 56. Схематический геологический разрез через провинцию Веракрус (Мексика), по Р. Моссману и Ф. Виннегра [153].



тором длительное время (с позднего докембрия до палеогена) накапливались осадки шельфового типа. В современной складчато-глыбовой структуре, созданной в конце мезозоя — начале кайнозоя, различаются широкие пологие синклинали и более узкие антиклинали, нарушенные сложной системой чешуйчатых надвигов, параллельных простиранию слоев. Местами эти надвиги секут слои, причем плоскости надвигов поднимаются вверх, в направлении перемещения чешуй. На восточной окраине системы складчатость упрощается и намечается переход в обширные синклинали прогибы или в слабо наклоненные слои, принадлежащие уже чехлу платформы.

Рифтовые системы Северной Америки разнообразны по типу и происхождению. Их связь с растягивающими тектоническими усилиями не подлежит сомнению. Порожденные разломообразованием в сводовых структурах, они в дальнейшем приобретают автономные глубинные связи.

1. Рифт Скалистых гор протягивается на расстоянии около 1600 км через всю Британскую Колумбию и северную часть Монтаны. Рифт имеет крутые стенки и глубину 1—2 км. Ширина борозды 5—16 км. На значительном протяжении рифт обозначает границу между краевой складчато-глыбовой системой Скалистых гор и ортогеосинклиальной областью Кордильер. Местами рифтовая долина заполнена рыхлыми континентальными осадками позднего мела и палеогена. Вопрос о происхождении рифта Скалистых гор дискутируется, однако приразломный (или межразломный) генезис признается большинством исследователей.

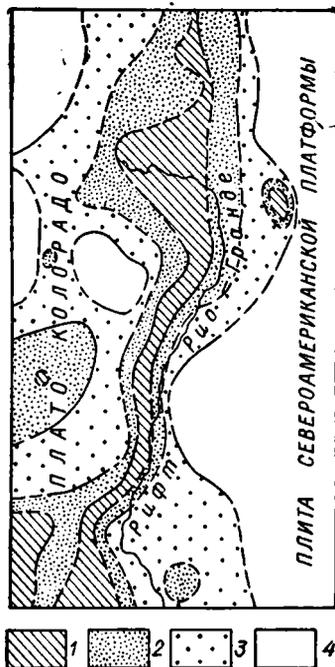
2. Рифт Рио-Гранде — Сан-Луис имеет длину 1000 км и ширину 50 км. Он располагается в восточной части краевого массива Колорадо и напоминает типичные рифтовые системы Восточной Африки. В рифтовой долине развиты континентальные плиоценовые отложения, а по бортам — вулканиты и очень характерные щелочные интрузии. Основные магматические породы щелочного состава, широко распространенные здесь, близки к соответствующим вулканитам рифтовых систем Восточной Африки. Этот рифт характеризуется повышенными значениями теплового потока, что хорошо видно на рис. 57. Аномалия, возможно, соответствует системе глубокой коровой трещиноватости и связана с верхней мантией. По мнению М. Рейтера и других, эта система

**Стадии развития и перехода океанической коры в континентальную с примерами из геологической истории Большого Бассейна, по М. Чуркину и Е. Х. Маккину [110]**

Стадии	Структурные и тектонические особенности		Геологические события
Поздний докембрий	Прототихоокеанский бассейн	Рифтовый и базальтовый вулканизм	Начальная седиментация пород и базальты к западу от линии Уосатч в Утахе
Ранний палеозой	Окраинные континентальные бассейны вулканической дуги Кламат	Пелагическое осадкообразование на базальтовом фундаменте	«Ненасыщенные» бассейны осадочных пород, граптолитовые сланцы, кремни, зеленосланцевые породы вулканито-грауваккового пояса Кламат
Средний — поздний палеозой	Закрытие ранних палеозойских окраинных океанических бассейнов	Надвиговая тектоника, субдукция и обдукция	Орогенция Антлер, надвиг Роберт-Маунтин
Поздний палеозой	Открытие и образование окраинных бассейнов	Пелагическое осадкообразование в узко ограниченных бассейнах	Эрозия надвинутых отложений перекрывающего комплекса на востоке; кремни, сланцы, зеленосланцевые породы на западе (формации Хавалах и Пампаникл)
Поздний палеозой, ранний мезозой	Закрытие окраинных бассейнов	Надвиговая тектоника, субдукция, и обдукция	Орогенция Сонома; надвиг Голканда
Мезозой	Унаследованные бассейны в корнях ранних геосинклиналей	Ограниченные бассейны внутриконтинентального обрамления. Плутонизм и вулканизм	Мезозойские осадочные и вулканические породы. Батолиты Сьерра-Невада; плутоны в Неваде
Ранний кайнозой		Стабильные условия, отступление моря	Эрозия, сглаженный рельеф
Поздний кайнозой	Бассейны и хребты	Промежуточный вулканизм. Растяжение, грабенная и горстовая тектоника. Базальтовый вулканизм	Палеоген-неогеновые вулканические породы, моложе 40 млн. лет. Бассейны и хребты: линзообразно залегающие озерные осадочные породы, базальтовый и риолитовый вулканизм (<16 млн. лет)

Рис. 57. Тепловой поток в районе рифта Рио-Гранде, по М. Райнеру и др.

1 → 2,5; 2 — 2—2,5; 3 — 1,65—2,0; 4 — < 1,5 мккал/(см<sup>2</sup> · сек).



пересекает ослабленную зону между рифтом Рио-Гранде, плато Колорадо и провинцией Бассейнов и Хребтов.

3. Рифтовая система провинции Бассейнов и Хребтов охватывает систему близпараллельных горных хребтов и долин между горами Сьерра-Невада на западе и Уосатч на востоке. Здесь наблюдаются пояса грабеновых и горстовых структур. Наибольшая амплитуда достигает 4 км. Иногда породы основания залегают на 320 м ниже уровня моря. Геофизики отмечают, что как под рифтом Рио-Гранде — Сан-Луис, так и под рифтами на глубине 25 км имеется мощный (корово-мантийный) слой вещества, характеризующийся скоростью прохождения сейсмических волн 7,5—7,8 км/сек. В восточной части рассматриваемой провинции он прослеживается до глубины 72 км.

4. Калифорнийский залив и Большой Бассейн составляют рифтовую систему длиной 2400 км и шириной в среднем 75 км. Предполагается, что эта система служит северным продолжением Восточно-Тихоокеанского поднятия. В Калифорнийском заливе наблюдаются максимальные аномалии Фая (−70 мгал) и Буге (+140 мгал), а также повышенный тепловой поток.

Многими геологами и геофизиками на примере отдельных крупных участков Северной Америки разрабатывается модель тектоники плит. Для самых северо-западных районов континента это сделал М. Чуркин, для канадской территории — Дж. Монгер, Дж. Соутер и Х. Габриэлс. Многочисленные схемы составлены рядом авторов для западных районов США (по позднему палеозою и раннему мезозою — Р. Швайкерт, по позднему мезозою — Э. Бейли, М. Блейк, Д. Джонс, К. Хоу и другие). Предполагается, что формирование мощного (15 км) францисканского комплекса (верхняя юра — мел), смятого в сложные складки, происходило непосредственно на океанической коре. Этот комплекс представляет собой меланж, состоящий из блоков ультраосновных пород, габбро, диабазов, эффузивов, радиоларитов, известняков и метаморфических пород (глаукофановых сланцев и эклогитов). Образование меланжа связывается со сложным процессом «засасывания» края плиты под континентальную кору.

Можно считать доказанным, что геодинамическая обстановка на стыке океанической и континентальной кор была чрезвычайно сложной и что мощные процессы поддвига и надвига здесь имели место. Однако пока еще нет возможности решить, были ли эти процессы относительно близповерхностными (это более вероятно) или охватывали мощную литосферную плиту.

Складывающиеся в результате огромного числа работ представления о тектонических и глубинных чертах запада Североамериканского континента приводят к следующему.

1. Между Северо-Восточной Азией и Северо-Западной Америкой нет сколько-нибудь резко выраженной межконтинентальной зоны геосинклинального типа, характерной для области сочленения всех других материков. Границы связанных по геологическому развитию регионов на западе проходят по нижнему течению р. Лены (Приверхоянский перикратонный краевой прогиб), а на востоке, по-видимому, вдоль линеамента Поркьюпайн.

Периокеанский ортогеосинклинальный пояс унаследованно развивается в палеозое и мезозое, а отдельные его звенья и в кайнозое. На севере Тихоокеанского пояса он прослеживается через Камчатку и Корякское нагорье, далее по южному краю Беринговоморского шельфа в Южную Аляску. Наиболее определенно это фиксируется в позднем мезозое (У. Паттон и другие).

2. Краевая складчато-надвиговая система Маккензи — Скалистые горы, заложившаяся на консолидированном докембрийском основании, с формациями платформенного типа и спокойным развитием в палеозое претерпела в позднем мезозое пликтивно-надвиговую активизацию. Эту систему следует исключить из структурных подразделений геосинклинального ряда.

3. На основе многочисленных реконструкций палеогеографических и палеотектонических обстановок устанавливается наличие в раннем палеозое к западу от перикратонного существенно карбонатного прогиба протяженного пояса граптолитовых сланцев с кремнями (М. Чуркин) и вблизи Тихого океана пояса с обильными подводными вулканистами и граувакками. В девоне (среднем?) и позднем палеозое происходят изменения тектонического режима. Эта перестройка менее заметна в краевых притихоокеанских зонах (система Инсуляр, зона Клатмат) и более резко выражена в Северной Аляске (складчатая зона хр. Брукс), Кордильерах Канады и Кордильерах США (зона Антлер). Мезозойды (неваиды) резко выраженного кремнисто-вулканогенного грауваккового (частью офиолитового) типа характерны для тихоокеанской окраины Аляски, системы Инсуляр (о-ва Королевы Шарлотты, Ванкувер), Каскадных гор Канады, гор Клатмат, Северной Калифорнии. В ряде прогибов накапливались терригенные и отчасти карбонатные толщи обычно флишoidalного типа (например, юрский прогиб Восточных Каскадных гор в Канаде). Раннемезозойский и позднеюрский этапы развития завершились мощными складчатыми и орогенными движениями и гранитообразованием.

В кайнозое только немногие прибрежные районы сохранили геосинклинальные черты (горы Олимпик, Западная Калифорния).

3. Разломные структуры Североамериканского континента Тихоокеанского подвижного пояса закономерно связаны с его тектоническим развитием. В нем выделяются: а) в краевых (пограничных) складчатых системах обширные линейные зоны надвигов (иногда и покровов) на севере Аляски (хр. Брукс) и в Скалистых горах Канады; б) «мозаичная» делимость земной коры в геоблоках, находящихся на сочленении крупнейших складчатых систем (например, Аляскинский геоблок, рис. 52); в) протяженные продольные глубинные разломы, часто пограничные (ров Скалистых гор и др.); г) поперечные линеаменты, устанавливаемые по поверхностным и глубинным признакам (линеамент

Льюиса — Кларка, разломы Р. Снейк и др.); д) «клавишные» системы перемежающихся горстов и грабенов (провинция Бассейнов и Хребтов); е) вероятные зоны поддвига тихоокеанских геоблоков под материк (палеозоны Беньюфа — Заварицкого в Калифорнии) с образованием мощного тектонического меланжа; ж) крупные, обычно длительно развивающиеся сдвиги (сдвиг Сан-Андреас).

## ЦЕНТРАЛЬНАЯ АМЕРИКА

На значительной части Центральной Америки, по данным Г. Денго [119], прослеживаются фрагменты крупного кристаллического массива являющиеся возможным юго-западным ответвлением Гренвиллско-Аппалачского пояса. На юге Мексики древние кристаллические образования перекрыты породами нижнего палеозоя небольшой мощности. В Гватемале и Никарагуа в фундамент массива входят и метаморфизованные породы среднего палеозоя. Чехол массива сложен верхнепалеозойскими и более молодыми (юрские угленосные, кайнозойские осадочные и вулканогенные) толщами.

Палеозойский геосинклинальный пояс (серия Чуакус-Майя) слагает протяженную (около 1000 км) широтную складчатую структуру, обрамляющую с юга массив п-ова Юкатан. В основании разреза находятся серпентиниты и метасоматические габбро. Выше следуют кремнистые сланцы, мраморизованные известняки, кварциты и местами различные гнейсы. Мезозойские терригенно-карбонатные геосинклинальные толщи (верхняя юра — мел, местами и палеоген) подстилаются красноцветными породами верхнего триаса — средней юры.

Самая южная часть Центральной Америки по истории тектонического развития сходна с северным районом Южной Америки. Здесь можно выделить Панамскую геосинклиналь, инициальный (океанно-океанический, докампанский) комплекс которой составляют подводные вулканы основного состава, габброиды, магнийсодержащие кремни и граувакки. Кампан-маастрихтские (окремненные известняки, кремни, песчаники) и несогласно залегающие выше палеогеновые и более молодые осадочно-вулканогенные молассовые толщи завершают разрез.

Секущими по отношению к более древним структурам являются наложенные вулканогенные пояса, приуроченные к зонам разломов: Поперечная Сьерра (на западе) и Центральноамериканский (на востоке). С последним сопряжена продольная вулканическая депрессия — грабен Никарагуа.

## ЮЖНАЯ АМЕРИКА

Южноамериканский континент отделяется от Североамериканского транзиталью Карибского бассейна (см. ниже). Он состоит из двух резко различных регионов — примыкающего к Тихому океану самого длинного на земном шаре линейно вытянутого окраинно-континентального складчатого пояса Анд длиной до 9500 км и платформенных глыб как с обнаженным фундаментом (Гвианский и Бразильский щиты), так и покрытых мощным осадочным и вулканогенным (траппы) чехлом. Между щитами, вдоль крупной зоны разломов (Амазонский линеамент), произошло опускание и в позднем докембрии сформировался авлакоген. Позднее, в среднем и позднем палеозое, эта депрессионная зона расширилась и превратилась в структуру типа синеклизы. К югу и юго-

западу от Бразильского щита располагается своеобразная область развития массивов, вытянутых в север-северо-западном направлении. Предполагается, что массивы эти имеют докембрийское основание и фанерозойский платформенный чехол. Главнейшие массивы — Северо-Патагонский и Десеадо, включающий и Фолклендские острова. Не исключено, что массивы и расположенные между ними широкие прогибы и плоские депрессии составляют в совокупности байкальскую (частично эпигерцинскую) платформу, более молодую, чем Южноамериканскую (среднедокембрийскую). Особое положение занимает Пампеанский массив, разбитый позднепалеозойскими, а затем кайнозойскими движениями на несколько меридионально вытянутых глыб с прогибами (Салинас, Салинас-Грандес и др.) между ними.

Тихоокеанская окраина Южной Америки за последние годы привлекла к себе внимание тектонистов, геофизиков и металлогенистов. Здесь, как нигде на нашей планете, весьма контрастно сочленяется тонкая океаническая кора, ограниченная сложно построенным глубоководным желобом, с одним из высочайших горных сооружений (высотой до 6,5—7 км), с очень мощной (70 км) континентальной корой. Не менее четко вдоль окраины материка прослеживаются вначале мелкофокусные землетрясения (до 70 км), затем промежуточные (71—300 км) и, наконец, в заметном отдалении от береговой линии (800—900 км) на изолированных площадях — глубокофокусные (300—700 км). Отсюда возникло предположение о протяженной зоне Беньофа — Заварицкого, падающей под материк, и благодаря ясно выраженной металлогенической зональности ( $Fe \rightarrow Cu \rightarrow Cu-Pb-Zn \rightarrow Sn-Ag \rightarrow Sb$ ) делаются попытки установления закономерных связей между поддвиганием Тихоокеанской плиты и перемещающимся на восток магматическим фронтом. Подчеркивается и неравномерность толщины коры под Андами. Так, согласно данным Д. Джеймса, на широте Боливии вблизи побережья кора имеет мощность 30 км, под Альтиплано более 70 км и под Восточными Андами — 50 км. Сопоставление данных по плотности характеристике океанической и континентальной литосферы в юго-восточной части Тихого океана и под Перуанскими Андами свидетельствует о возможности существования конвективных ячеек, что показано на рис. 58.

Андийский складчатый пояс по возрасту и типам заключенных в него структур неоднороден. Древние его фрагменты (рис. 59) находятся в северной части (Сьерра-де-Мерида, горы к юго-востоку от Гуакиля), а также на Перуанском (гнейсы Паракас в районе г. Арекипа) и Чилийском побережьях. По геолого-структурным особенностям выделяются (с севера на юг и с востока на запад) Северо-Венесуэльская, Северо-Андийская, Восточно-Андийская, Западно-Андийская, Патагонская и Магелланова геосинклинально-складчатые системы. Наиболее древние из них Восточно-Андийская и Патагонская. Первая из них протягивается из Северной Аргентины через Боливию в Перу, составляя крупный мегантиклинорий длиной около 2500 км, сложенный ниже- и среднепалеозойскими терригенными толщами большой мощности. Для этого мегантиклинория характерны линейные складки и лишь местами пологие складчатые структуры (планории). Возможно, южным продолжением Восточно-Андийской системы является Аргентинская Прикордильера. В восточной части ее развиты верхнекембрийские — нижнеордовикские карбонатные толщи, местами, по-видимому, с вулканитами и гипербазитами и габбро, а на западе — флишоидные толщи верхнего

Рис. 58. Схема конвективной ячейки юго-восточной части Тихого океана и глубинного подножия Перуанских Анд, по У. Олсону [157].

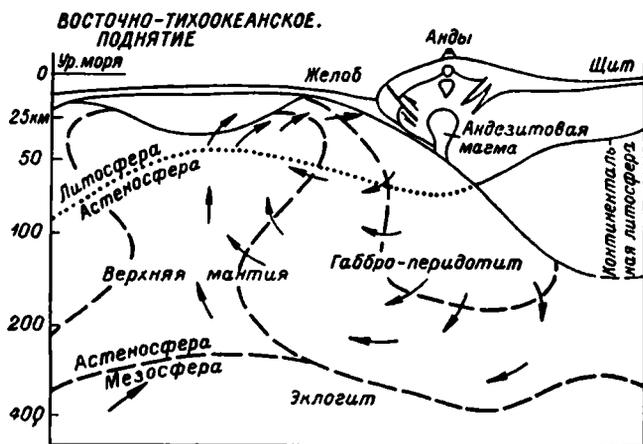
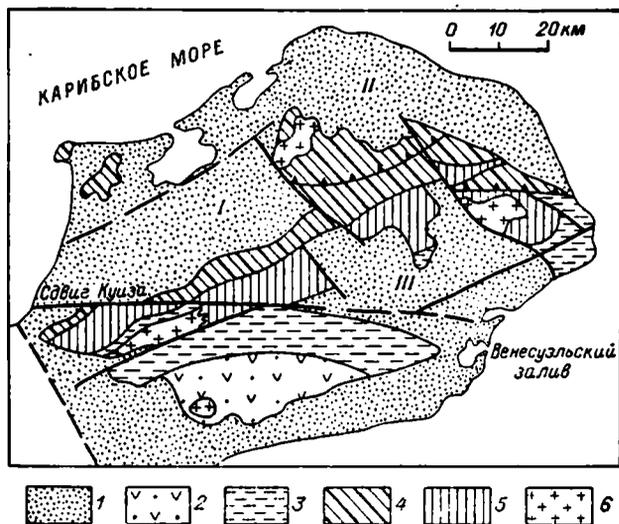


Рис. 59. Геолого-структурная схема п-ова Гуахира, по Дж. Кейсу и У. Макдональду [108].



1 — кайнозойские морские отложения; 2 — меловые вулканические и осадочные породы; 3 — меловые и верхнеюрские сильно складчатые породы; 4 — верхнемеловые сланцы и серпентиниты; 5 — докембрийские и пермо-триасовые кристаллические сланцы и гнейсы; 6 — кислые интрузии; I—III — прогибы: I — Портете, II — Чичибакоа, III — Кокинетас.

ордовика. В позднем палеозое эти толщи были смяты в мелкие наклонные, асимметричные, иногда опрокинутые складки.

На юго-западе континента существовала в среднем — позднем палеозое значительная по протяженности Патагонская геосинклинальная система. Обрывки ее прослеживаются по побережью Тихого океана к югу от Вальпараисо и на архипелагах юго-западного побережья Чили. В северной части Патагонской системы известны крупные массивы палеозойских гранитоидов. Заметное место среди пород этой системы принадлежит метаморфическим образованиям. Граниты, рвущие метаморфический комплекс, по радиометрическим датировкам ( $450 \pm 45$  и  $373 \pm 40$  млн. лет) ордовик-силурийские. Другие гранитоиды более молодые ( $265 \pm 30$  млн. лет и  $219 \pm 10$  млн. лет). Флишоидные толщи девона (3 км) и песчано-сланцевая толща карбона и перми (с линзами известняков) интенсивно дислоцированы.

К северу от Патагонской системы в конце триаса — начале юры возобновилось геосинклинальное прогибание. Оно охватило серию линейных прогибов общей длиной около 3000—3500 км. Из них тесно прижатым к современной береговой линии оказался вулканический прогиб (геосинклиналь Береговой Кордильеры), где широкое развитие имели андезитовые (андезито-базальтовые) лавы и туфы. Мезозойские эвгеосинклинальные толщи (3 км) в Перу, по данным Е. Дж. Коббинга и других, включают турбидиты, тонкослоистые андезитовые лавы, вулканогенно-осадочные образования, а в нижней части мощную серию подушечных лав и кремнистых сланцев. Складки, как правило, пологие, обычно это моноклинали с падением слоев к западу. Следует подчеркнуть, что Е. Дж. Коббинг и Х. Питчер одновременно наблюдали узкие пояса пережатой или даже изоклинальной складчатости.

Согласно сводке М. Г. Ломизе [54], в более южных (чилийско-аргентинских) частях эвгеосинклинальная морская серия, несогласно залегающая на верхнепалеозойских и нижнетриасовых герцинских молассах, начинается с нижнего лейаса (местами со среднего — верхнего триаса) и продолжается до оксфорда. В Береговой Кордильере в нижней и верхней частях разреза заметное место имеют карбонатно-терригенные породы, а остальная (преобладающая) часть разреза состоит из вулканитов среднего состава с подчиненными прослоями туфов и вулканических брекчий. Общая мощность геосинклинальных толщ здесь достигает 7 км. На отдельных участках наблюдались флишоидные и подводно-оползневые отложения с градационными структурами. Слон юры в Чили, как и в Перу, полого изогнуты. Господствуют моноклинальные залегания с падением на восток. Известно, что Ж. Обуэн и А. Борелло, учитывая эти особенности мезозойских Анд, предложили считать их особыми окраинно-континентальными «ламинарными» подвижными системами с мощным андезитовым вулканизмом без офиолитов. Следует признать, что это один из видов эвгеосинклинальных систем [68].

К востоку (тектонические зоны Главного хребта) в мезозое преобладало карбонатное и терригенно-карбонатное осадконакопление. На крайнем юге материка выделяется Магелланова геосинклиналь. Это прогиб, заполненный морскими толщами юры (с офиолитовой формацией в нижней и средней юре и флишевой — в верхней). Здесь же известны и мощные палеогеновые (главным образом эоценовые) морские отложения, смятые в крутые складки вблизи Тихоокеанского побережья.

В складчатых системах севера Южной Америки (Эквадор, Колумбия, Венесуэла) мощные морские толщи (4—7 км) эоцена и плiocена

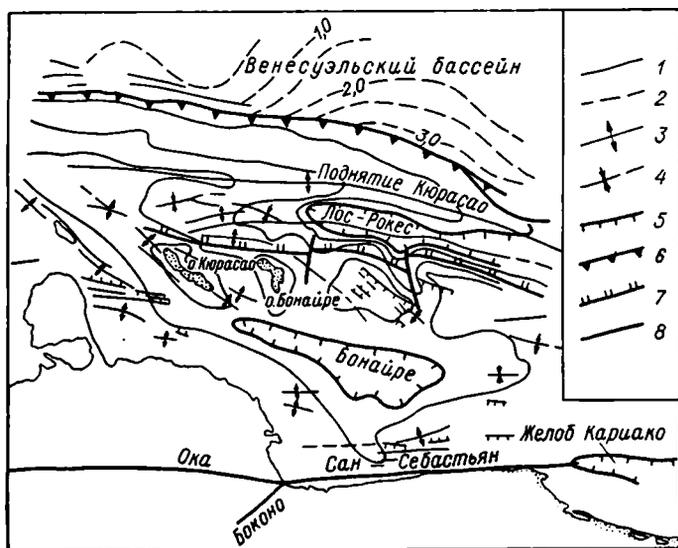
(иногда верхнего мела — кайнозоя) напоминают разрезы тыловых прогибов систем островных дуг. Это умеренно складчатые толщи. В некоторых кайнозойских прогибах наблюдаются пологие, иногда брахиформные складки, разбитые сбросами на мелкие блоки. Однако, подчеркивая молодое осадконакопление и вулканизм северо-западных и северных окраин материка, следует отметить и значительное участие в Северо-Андийской и Северо-Венесуэльской системах и более древних структурных элементов. В первой из них от южных отрогов Кордильеры — Реаль-Эквадора до п-ова Гуахира Колумбии в основании геосинклинального разреза известны докембрийские и палеозойские толщи и магматические тела этого возраста.

Так, например, на восточном склоне Центральных Кордильер Колумбии в основании палеозойского разреза залегают метаморфические сланцы, которые с резким угловым несогласием перекрыты филлитами, кварцитами и алеволитами верхнего кембрия — ордовика. Подобные отложения в горах Периха прорваны гранитоидами (340—305 млн. лет). Девонско-пермские отложения в нижней части разреза нередко грубо-обломочные, а в верхней — терригенно-карбонатные. На последних в горах Периха залегают кислые вулканы раннего триаса. Притихоокеанская полоса Эквадора и Колумбии (Боливарская геосинклиналь) представляет собой толщу интенсивного мезозойского и кайнозойского осадконакопления. Мезозойские породы более метаморфизованы и содержат тела ультраосновного состава.

Северо-Венесуэльская (Южно-Карибская) система (длина 1100 км) характеризуется близширотным простиранем структур. В этом же направлении протягиваются крупные разломы Ока (правосторонний сдвиг) и Эль-Пилар. На юго-западе в массиве Сьерра-де-Мерида выходят нижнедокембрийские хлоритовые и эпидот-кварцевые сланцы, песчаники и известняки (ордовик и верхний палеозой). Гнейсовый комплекс (сланяные сланцы и гнейсы), прорванный гранитами (265—262 млн. лет), наблюдается на п-ове Парабуака.

Геосинклиналильные образования охватывают Прибрежные хребты (Кордильера-де-ла-Коста и др.) и Большие и Малые Антильские острова (низменные и венесуэльские — Венесуэльский бордерленд). Они включают верхнеюрские и меловые отложения. Внутреннее строение геосинклиналильного складчатого комплекса сложное. Эвгеосинклиналиная зона, часто прижатая к береговой линии (рис. 60), представлена вулканогенно-терригенными карбонатными образованиями, преобразованными в зеленосланцевые породы и местами в голубые сланцы. Пиллоу-базальты и другие доверхнемеловые вулканические породы известны и на наиболее крупных Антильских островах. Основные и ультраосновные породы залегают в сложной тектонической обстановке. Складчатая структура Карибских цепей характеризуется опрокинутыми складками и надвигами, преимущественно в южном направлении. Тектонические движения конца мела — палеоцена сопровождалась внедрением малых тел гранитоидов и штоков диоритов. Палеоген рассматриваемой системы флишoidalный с олистолитами и олистостромами. Важным фактом следует считать находки эоценовых конгломератов на о. Бонайре на площади нескольких квадратных километров [168]. Галька и обломки пород до 30 см в диаметре состоят из кремнистых и вулканогенных пород, а также серпентинитов, гнейсов, мраморов и различных метаморфических сланцев. Вышележащие олигоценовые и более молодые осадочные толщи имеют значительную мощность (6—10 км). Это глинистые и кар-

Рис. 60. Главные структурные особенности Венесуэльского бордерленда, по Е. А. Сильверу и др. [168], с изменениями.



1 — изобаты (через 1 км); 2 — изопахты осадочной толщи (через 1 км); 3—4 — оси складок (3 — антиклинальных, 4 — синклинальных); 5 — сбросы; 6 — надвиги; 7 — гравитационные ступени (зубцы в сторону резкого понижения силы тяжести); 8 — глубинные разломы.

бонатные породы мелководные и отчасти континентальные. В целом существенно погруженная цепь Антильских островов представляет собой типичный бордерленд. Значительная часть мезозойских толщ здесь терригенная, терригенно-карбонатная и карбонатная (на востоке). В окраинной части континента и на о. Тринидад (Северный хребет) широко развиты вулканические толщи.

Изложенные выше сжатые данные о геолого-структурном районировании Андского складчатого пояса показывают, что это полициклическая область с четкими проявлениями движений: герцинских, мезозойских и кайнозойских (на крайнем севере и юге). В зоне сочленения геосинклинальных складчатых систем и Южноамериканской платформы в субокеанической зоне на значительном протяжении выделяются перикратонный и краевой прогибы, в значительной степени территориально совмещенные. Карбонатные палеозойские и терригенные мезозойские отложения выходят по краю перикратонного прогиба. Среди них преобладают толщи, по типу напоминающие образования нижней молассы. Наряду с континентальными здесь известны и морские (например, карбон Эквадора и Перу, верхний триас Боливии) толщи. Среди юрских отложений местами (Эквадор) вместе с грубообломочными породами встречаются и вулканы. Однако начиная с мела и в течение кайнозоя ведущее значение приобретает красноцветная моласса. Как в палеозое, так и выше по разрезу наблюдаются нефтегазоносные горизонты. В Субандийской зоне широко развиты надвиги, падающие преимущественно на запад. В краевом прогибе накопилась мощная толща континентальных, обычно красноцветных кайнозойских отложений.

Молодые, существенно неоген-четвертичные движения сопровождались грандиозным воздыманием горных хребтов Анд и образованием узких рвов рифтового типа. Наиболее характерны два из них: это Продольная, или Центральная, долина Чили и большой высоко приподнятый грабен Альтиплано. Миоценовые и более молодые континентальные отложения, занимавшие эти впадины, достигают 10 000 м.

В итоге краткого рассмотрения структурных особенностей тихоокеанских и межконтинентальных окраин Южноамериканского континента намечаются следующие выводы.

1. Энсиматические геосинклинали «классического типа» с подводными вулканитами, кремнистыми образованиями и габбро-гипербазитовыми телами характерны для торцовых окончаний континента и развиты в пограничных зонах с геоблоками окраинных морей — Карибским и Скоша. В Северо-Венесуэльской геосинклинали присутствуют зоны голубых и зеленых сланцев.

2. Южноамериканская часть Тихоокеанского подвижного пояса, неповторимая по своей линейной протяженности, состоит, как это весьма наглядно показано на палеотектонических схемах многих авторов (С. Дж. Коббинг, Г. Е. Эрикссон, В. Е. Ханн, Л. И. Красный, Ю. М. Пушаровский, Е. Е. Милановский, М. Г. Ломизе, И. В. Архипов, В. И. Мурашко и другие), из ряда звеньев (геосинклинальных и орогенных зон, интрузивных цепей, вулканогенов) общего тихоокеанского простирання. Целостный характер Андийской тектонической конструкции подтверждается наличием длиннейшего пограничного элемента — перикратонного краевого Субандийского прогиба. Протерозойская и палеозойская история свидетельствует, что заложение «андезитовых» (частично андезито-граувакковых) мезозойских геосинклиналей происходило на сиалической коре. Вероятно, нигде в мире не было таких мощных скоплений продуктов андезитовой магмы, какие наблюдаются в Андах.

3. Также неповторимы глубинные особенности Андийского горного сооружения с весьма мощной корой (до 70—75 км), значительным гравитационным минимумом и необычайно сильной сейсмичностью. Разрушительные катастрофические землетрясения с магнитудой 8,3—8,6 неоднократно вызвали трагические последствия в Эквадоре, Перу и Чили.

4. Поразительны и позднекайнозойские и четвертичные события, превратившие в исторически короткий срок Анды в величайшие по протяжению высокогорные сооружения с приподнятыми на 4 км владинами (Альтиплано) и весьма мощным вулканизмом. Только в Перуанско-Боливийско-Чилийской вулканической провинции площадь, покрытая новейшим вулканизмом, достигает 250 тыс. км<sup>2</sup>, а их общий объем, вероятно, достигал 200 000 км<sup>3</sup>. Общий объем продуктов кайнозойского вулканизма Анд составлял 1 млн. км<sup>3</sup> [59].

## **ПЕРЕХОДНАЯ ЗОНА ОТ КОНТИНЕНТОВ К ТИХОМУ ОКЕАНУ**

В последние годы к изучению тектоники необычайной по сложности переходной зоны от Азиатского и Австралийского материков к Тихому океану (сокращенно транзитали), как и к изучению строения межматериковых переходных зон между Северной и Южной Америкой и последней и Антарктидой, привлечено внимание многих геологов и

геофизиков. Ими специально занималась большая группа исследователей институтов Дальневосточного научного центра АН СССР (С. Л. Соловьев, С. А. Федотов, Г. М. Власов, И. К. Туезов, И. И. Берсенев, Б. И. Васильев, П. М. Сычев, Ю. А. Вашилов, Р. З. Тараканов, Г. С. Гнибиденко, В. П. Ковылин, М. Л. Красный, Н. В. Левый, Ю. А. Павлов, Э. Н. Эрлих), ВСЕГЕИ и НИИГА (Б. А. Андреев, М. И. Ицикзон, Л. И. Красный, Б. Х. Егiazаров, Р. М. Деменицкая), Института физики Земли (В. В. Белоусов, Г. С. Горшков, А. В. Горячев, С. М. Зверев, И. П. Косминская, Е. М. Рудич), МГУ (А. Г. Гайнанов, П. А. Строев, С. А. Ушаков), Института океанологии (Г. Б. Удинцев, А. А. Геодекян, О. Г. Сорохтин, И. О. Мурдмаа, Л. П. Зоненшайн, а также А. П. Милашин, Д. Е. Гершанович, А. П. Юнов, Ю. П. Непрочнов). Недавно были опубликованы очень важные статьи Н. А. Беляевского, А. Г. Родникова, П. Н. Кропоткина, В. Е. Хаина и К. С. Сеславинского, М. С. Маркова, Ю. М. Пушчаровского и др.

Не меньший интерес к тектонике и глубинному строению Тихоокеанской транзитали проявлен и за рубежом. Здесь следует также назвать авторов новых (1970—1973 гг.) публикаций, многие из которых с позиции «новой глобальной тектоники» (тектоники плит) рассматривают различные модели формирования и строения транзитали (Д. Берд, У. Дикинсон, Д. Кариг, А. Асано, Т. Матсуда, С. Мараучи, М. Ясуи, А. Митчелл, Г. Пэккем, К. Эмери, Х. Ридинг, А. Уарден, Д. Шолл, С. Уеда, Ш. Уэрзел, Т. Фитч, Д. Фэлвей, В. Вакье, Г. Шор и другие).

В пределах транзитали острова и полуострова закономерно перемежаются с обширными акваториями. Рядом с высокими хребтами располагаются очень узкие глубокие желоба. Это области максимального вертикального расчленения земной поверхности. Так, например, в районе Курильских островов размах высот и глубин превышает 12 км. Мозаичности распределения суши и моря соответствует мозаичное распределение разных типов земной коры. Здесь происходит чередование блоков и клиньев с корой континентального, субконтинентального и океанического типов, причем общие структурные формы коры согласуются с гравитационным и магнитным полем. В результате расчетов магнитных аномалий выделяются магнитовозмущающие тела, верхняя часть которых располагается в коре, а нижняя — в верхней мантии. Единство транзитали доказывается ее высокой сейсмичностью и активным вулканизмом в целом базальтового (ранняя стадия) и андезитового состава.

Здесь располагаются эпицентры неглубоких (40—300 км) и глубоких землетрясений (глубина очагов до 720 км). Очаги землетрясений размещаются местами в пределах зоны Заварицкого — Беньофа, наклоненной под соседние материки. Толщина этой фокальной зоны колеблется от 50 до 300 км, углы наклона от 30 до 60° (в среднем 45°).

В пределах транзитали имеются многочисленные и разнообразные структурные элементы, номенклатура которых еще не определена. Многие исследователи справедливо выделяют сопряженные структуры: котловины окраинных глубоководных морей, островные дуги и глубоководные желоба. В самостоятельную группу структур, по-видимому, следует отнести поднятия разного типа. Из них наиболее протяженными являются геоантиклинальные валы типа Кюсю — Палау с вулканическими островами, покоящимися на широком сводовом поднятии; меньшими по размеру являются подводные геоантиклинальные системы, не увенчанные вулканическими островами (например, подводные под-

нятия Ямато, Академии Наук СССР, Беата и др.), и, наконец, в виде изогнутых дугообразных подводных возвышений выделяются геоантиклинальные подводные тектоно-вулканические поднятия типа хр. Бауэрса.

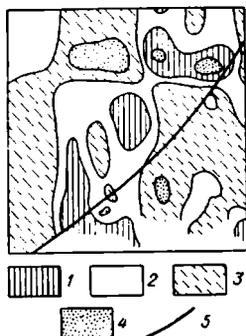
Представляется наиболее важной и справедливой позиция тех исследователей, которые рассматривают транзиталь как сложную область взаимодействия континентальных и океанических унаследованных и новообразованных структур, как зону, где массы коры и мантии образуют сложную мозаику глыбовых, линейных и дуговых тектонических сооружений. Именно здесь с предельной отчетливостью видны крупные участки геоида — геоблоки, обрамленные разного типа вулканическими (или тектоно-магматическими) поясами и глубочайшими бороздами в лике Земли — океаническими желобами. Можно не сомневаться, что все пространство между краями истинных континентов и океана выполнено особого рода геологическими телами. Своеобразные шельфовые зоны с заметно утоняющейся в сторону океана земной корой, складчатые сооружения с ранее неизвестными формациями (например, туфодиазомитовой), необычная вспышка андезитового вулканизма на границе с базальтоидами талассократона, часто крупная нефтегазоносность, специфическая металлогения (низкотемпературные золото-серебряные месторождения, сульфидные руды типа Бейши и Куроко, серные месторождения и пр.). Выше отмечалось, что некоторые транзитали — Индонезийская, Карибская, Скоша — являются очень важными межконтинентальными сочленениями.

При рассмотрении в целом геоблоков транзитали Восточной и Юго-Восточной Азии, Северной и Западной Австралии намечаются как их индивидуальные особенности, так и некоторые общие закономерности их строения. Во-первых, резко выделяется заметно выдвинутый в сторону Тихого океана Филиппинско-Марианский геоблок, несущий многие чисто океанические черты. Противоположные тенденции имеет Новокаледонский геоблок, расположенный к востоку от Австралии. В нем прослеживаются крупные складчато-глыбовые поднятия континентального типа. И, наконец, большинство геоблоков ромбовидной или менее правильной полигональной формы [средняя площадь  $(1,5 \div 2,5) \cdot 10^6 \text{ км}^2$ ] представлено сейчас уже ставшими классическими структурными образованиями, в которых известны глубоководные котловины, островные дуги (зрелые или юные, по другой терминологии — I или II рода) и глубоководные желоба. Последние располагаются как на границе с океаном (например, геоблоки Беринговский, Охотский), так и с их внутренней стороны (например, геоблоки Сулавеси, Фиджийский).

Геоблок Берингова моря ( $2,6 \cdot 10^6 \text{ км}^2$ ) включает Камчатско-Олюторскую и Хатырско-Анадырскую зоны окраины Азии, а также Командорскую и Алеутскую глубоководные впадины, разделенные поднятием Ширшова. Шельфовая область Берингова моря представляет собой своеобразную окраинно-материковую эпимезозойскую и более молодую платформу. На западе и востоке она примыкает к большим прибрежным погружениям (Нижнеанадырскому и Кускоквим и Нушагак на западе Аляски). Главными поднятиями рассматриваемой области, связанными с положительными структурными элементами окраин континента, являются: Святого Лаврентия, Нунивак и Гудньос. Мощность меловых и кайнозойских отложений во впадинах, по данным советских и американских геофизиков, составляет для впадин Анадырского залива 1—2 км, впадины Нортон — свыше 1 км, впадины Бристоль — 2—3 км. В разрезе континентального склона выявляются аку-

Рис. 61. Магнитные аномалии, пересекающие Алеутский глубоководный желоб, по П. Тейлору и Н. О. Нейлу [172].

$J$  —  $-100 \div 0$ ; 2 —  $0 \div 100$ ; 3 —  $100 \div 250$ ; 4 —  $250 \div 500$  гамм; 5 — ось Алеутского желоба.



стический фундамент ( $v=3,2 \div 3,6$  км/сек), главная слоистая толща ( $v=1,7$  км/сек) и толща близповерхностных слабо уплотненных осадков. Выходы фундамента в каньоне Прибылова состоят из флишoidного переслаивания плотных алевролитов с граувакковыми песчаниками, содержащими позднемеловую (кампанскую) фауну. В каньоне Жемчуг выходят палеогеновые аргиллиты и известковые песчаники. Неогеновые и нижнеплейстоценовые

отложения представлены плотными глинами и известковистыми песчаниками.

Вдоль южной границы геоблока протягивается на расстоянии свыше 3000 км Алеутская система островной дуги, состоящая из цепи островов и п-ова Аляски и тесно с ней сопряженного глубоководного желоба. Двойная структура дуги намечается в ее северо-восточной части. Внешнюю дугу при этом образуют о-ва Чирикова, Кадьяк, Афогнак, Чугач и, возможно, п-ов Кенай. Они сложены верхнемезозойскими и кайнозойскими осадочными и метаморфическими (вулканиты, мелкие интрузии) породами.

Внутренняя, наиболее протяженная часть дуги состоит из множества островов, составляющих гребень подводного хребта. Здесь известны небольшие фрагменты мезозойских вулканогенно-осадочных пород и мощные накопления палеоген-неогеновых и четвертичных вулканитов. Доплиоценовые толщи смяты в пологие складки с углами наклона крыльев  $10-20^\circ$ . Алеутский глубоководный желоб (длина 4148 км) проходит в непосредственной близости от Алеутской гряды. На многочисленных профилях хорошо видно его асимметричное строение с относительно крутым северным и пологим южными бортами. Желоб выполнен плиоцен-плейстоценовыми диатомовыми тонкозернистыми вулканокластическими осадками. Существенно, что желоб не влияет на пересекающие его магнитные аномалии, идущие из Тихого океана в шельфовую зону (рис. 61). По данным ГСЗ верхняя часть Алеутской гряды сложена уплотненными вулканогенно-осадочными породами с  $v=2,2 \div 4,3$  км/сек. Гранитный слой ( $v=5,4 \div 6,5$  км/сек) узкой полосой трассируется на всем протяжении дуги. По направлению на север и на юг этот слой резко выклинивается. Базальтовый слой ( $v=6,6 \div 6,8$  км/сек) имеет мощность в среднем 12—15 км. Общая мощность коры Алеутской дуги составляет 25—30 км.

Имеющиеся подробные характеристики рельефа дна и глубинного строения Командорской и Алеутской впадин указывают на их заметные различия. В первой из них осадочный чехол характеризуется  $v=2,4 \div 3,0$  км/сек, а во второй  $v=3,7 \div 4,3$  км/сек. В Алеутской впадине находится сложное андезитами крючкообразно изогнутое поднятие Бауэрса — ответвление на северо-запад Алеутской дуги.

Охотский геоблок ( $1,7 \cdot 10^6$  км<sup>2</sup>) ограничен на западе и севере звеньями Восточно-Азиатского вулканогенного пояса, а также геосинклинальными зонами п-овов Кони и Тайгоноса, на востоке — Западно-

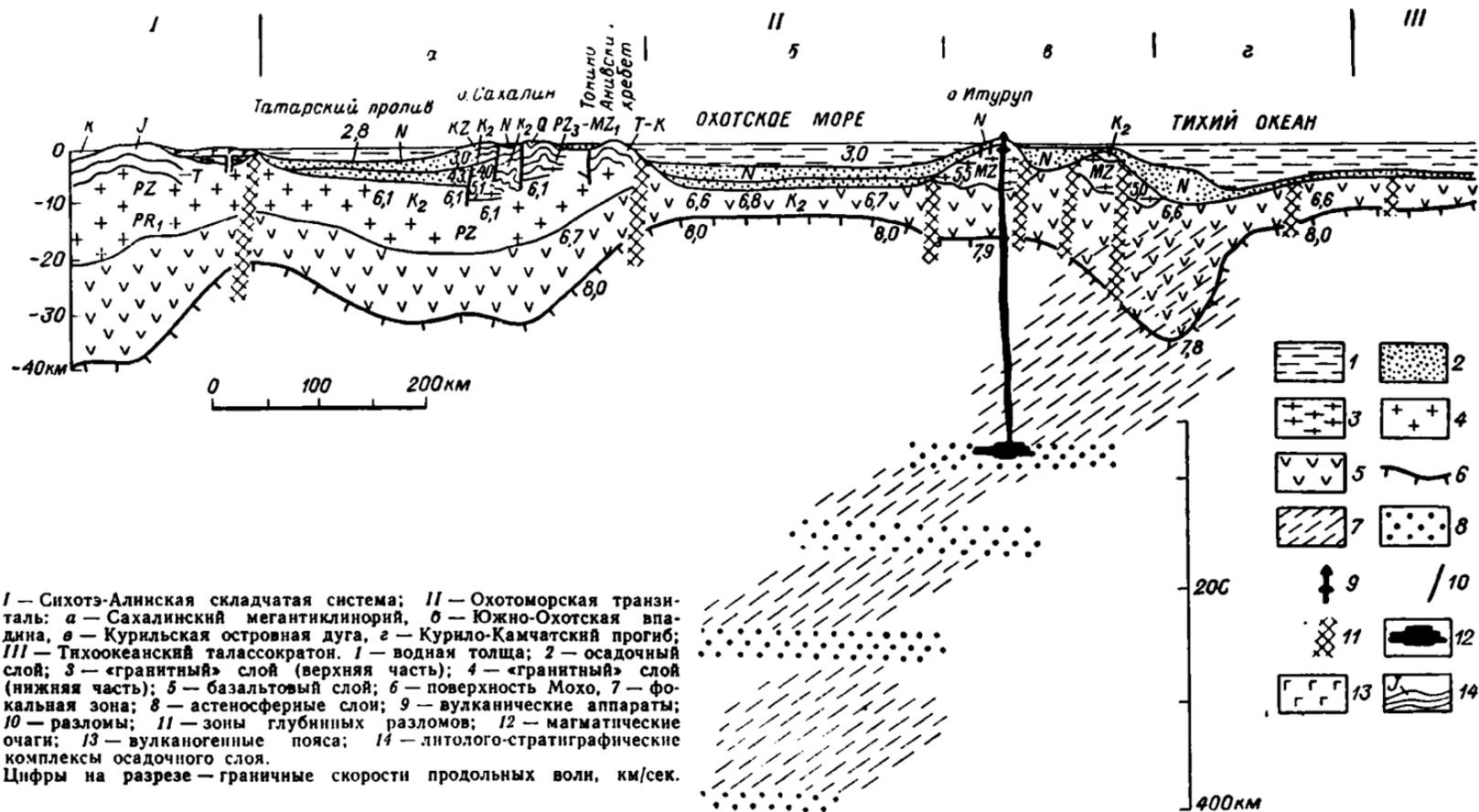
Камчатской зоной Охотско-Корякской складчатой системы. На юго-востоке вдоль его границ с Тихим океаном вытянута почти на 3000 км Курило-Восточно-Камчатская дуга, окаймленная протяженным глубоководным желобом. В тыловой части геоблока различаются Охотоморская шельфовая область с неясными южными границами и Курильская глубоководная впадина (рис. 62).

Охотоморская шельфовая область по новым геофизическим данным расчленена на ряд структур и разбита многочисленными разломами. На севере ее прослеживается Северо-Охотский прогиб, выполненный, вероятно, слабо дислоцированными неогеновыми отложениями большой (свыше 5 км) мощности. Ответвления этого прогиба в сторону материка устанавливаются по наличию в низовьях рек Кухтуя и Охоты морских миоценовых отложений. Не исключено, что Северо-Охотский прогиб протягивается далеко на северо-восток и соединяется с прогибами залитов Шелехова и Тинро. Обширный прогиб (впадина) Дерюгина находится на западе шельфовой области вблизи о. Сахалин. В Охотском геоблоке различаются два крупных поднятия: Центральное-Охотское, возможно, останец массива древней (байкальской?) консолидации, активизированной в мезозое, и Академии Наук СССР — геантиклинальная структура, сложенная верхнепалеозойско(?)—мезозойскими вулканогенно-осадочными комплексами, прорванными гранодиоритами (206 млн. лет), кварцевыми диоритами (87 млн. лет) и гранитами (75 млн. лет). Курильская впадина — обычный элемент системы островных дуг — заполнена мощной горизонтально лежащей слабо консолидированной толщей. Скорость сейсмических волн на границе Мохо под этой впадиной  $v = 7,5 \div 8,0$  км/сек. Базальтовый слой здесь небольшой — 8 км ( $v = 6,6$  км/сек).

Дуга Курильских островов состоит из двух гряд, сложенных различными структурно-формационными комплексами. На Малой Курильской гряде, расположенной ближе к Тихому океану, осадки и магматические породы (ультрабазиты, габбро-диориты, трахибазальты и трахиандезиты) существенно позднемеловые, а на Большой Курильской — неогеновые. В междуговом прогибе обнаружены осадки мощностью до 2 км. Складчатые формы на обеих грядах выражены слабо. Системой продольных и поперечных разломов Курильская островная система разбита на блоки. Проблематичный гранитный слой выделяется на южном и северном флангах Курильских островов. В центральной части гряды вулканогенные образования залегают непосредственно на базальтовом слое ( $v = 6,6$  км/сек). Курило-Камчатский желоб имеет асимметричный профиль с более крутым западным склоном. Мощность коры на этом склоне 10—25 км. На восточном склоне кора резко утоняется, приобретает океанический тип (мощность базальтового слоя 4—5 км).

Ниппонский геоблок ( $1,1 \cdot 10^6$  км<sup>2</sup>) в последние годы интенсивно изучался советскими и японскими геологами и геофизиками. Его западной границей в течение позднего мезозоя и кайнозоя был Восточно-Сихотэ-Алинский вулканоген, современной — уступ континентального склона, а восточной — глубоководный желоб, вытянутый вдоль Японских островов. В отличие от Берингова и Охотского геоблоков, в Ниппонском геоблоке нет обширной шельфовой области. В его тыловой части различаются Япономорская глубоководная впадина, в центральной — двойная возвышенность Ямато и на юге — впадины Цусима и Хонсю. В глубоководной впадине Японского моря известен хр. Бого-

Рис. 62. Геолого-геофизический разрез по линии Сихотэ-Алинь — Сахалин — Курильские острова — Тихий океан, по А. Г. Родникову, Р. Д. Родниковой [73].



I — Сихотэ-Алиньская складчатая система; II — Охотоморская транзиталь; а — Сахалинский мегантиклинорий, б — Южно-Охотская впадина, в — Курильская островная дуга, г — Курило-Камчатский прогиб; III — Тихоокеанский талассократон. 1 — водная толща; 2 — осадочный слой; 3 — «гранитный» слой (верхняя часть); 4 — «гранитный» слой (нижняя часть); 5 — базальтовый слой; 6 — поверхность Мохо; 7 — фокальная зона; 8 — астеносферные слои; 9 — вулканические аппараты; 10 — разломы; 11 — зоны глубинных разломов; 12 — магматические очаги; 13 — вулканогенные пояса; 14 — литолого-стратиграфические комплексы осадочного слоя. Цифры на разрезе — граничные скорости продольных волн, км/сек.

рова, заметно нарушающий общее горизонтальное залегание слоев. В пределах впадин наблюдаются в целом спокойное слабоотрицательное магнитное поле, значительная интенсивность аномалии Буге, которая хорошо коррелируется с рельефом дна, и высокие значения теплового потока.

Возвышенность Ямато представляет собой заметно приподнятый блок, сложенный в верхней части позднепалеозойскими (220 млн. лет) и мезозойскими гранитоидами (120—70 млн. лет), местами, вероятно, прорванными и перекрытыми более молодыми (34 и 32 млн. лет) вулканогенными и интрузивными телами основного состава. В районе о. Улындо подняты глыбы гнейсов с абсолютным возрастом 2100 млн. лет. Профиль через Японское море показывает, что возвышенность Ямато имеет «корень» глубиной более 20 км, а также заметную разницу в граничной скорости в основании земной коры под глубоководной впадиной и под впадиной Хонсю [148]. Все это, а также наличие современной классической зоны Заварицкого — Беньофа высокого теплового потока свидетельствует о продолжающейся перестройке коры. Начало этому процессу было положено в позднем олигоцене — раннем миоцене, когда началось формирование Японской островной дуги.

Открытие останцов докембрийской коры, позднепалеозойских и мезозойских гранитоидов в поднятии Ямато раскрывает сложную геологическую историю Ниппонского геоблока, в котором деструктивные явления (рифтинг, начавшийся в позднемеловое время, блоковые раздробления, сопровождающиеся сдвигами) преобладали над конструктивными.

Геоблок Восточно-Китайского моря ( $0,8 \cdot 10^2$  км<sup>2</sup>) ограничен на северо-западе Фуцзянским и Пусанским вулканогенами, а на юго-востоке — глубоководным желобом Нансей (Рюкю). Северо-северо-восточной границей служит линия, ограничивающая с запада о. Кюсю, а юг-юго-западной — континентальный склон самой северной впадины Южно-Китайского моря. В этот геоблок входят о-ва Пэнхудао, Тайвань и Нансей (Рюкю). Кстловина Восточно-Китайского моря отличается большой шириной шельфовой зоны. Глубокая часть моря (до 2700 м на юге) вытянута вдоль гряды Нансей. Узкий глубоководный желоб того же названия (наибольшая глубина 7507 м) имеет длину 1250 км. Следует подчеркнуть, что на островах гряды Нансей (Окинава, Язэяма), как и на о. Тайвань, широко представлены допермские (каменноугольные, может быть, и девонские) метаморфические и зеленые сланцы, включающие тела серпентинитов и габброидов, силлы диабазов, прослой кремней и яшм. На о. Тайвань в Восточных горах метаморфические сланцы (амфиболитовой фации) располагаются на измененных спилитах, включающих шаровые лавы. На небольших островах к западу от о. Окинава вулканогенно-кремнистые образования характерны и для перми. На о. Тайвань они слагают крупный тектонический покров, перемещенный на восток на несколько десятков километров. В основании покрова наблюдаются серпентиниты, а в автохтоне под надвигом залегают допермские метаморфические сланцы. Тайвань-Нансейский ортогеосинклинальный пояс существовал весьма длительное время — от среднего палеозоя до кайнозоя.

На западе Тайваня в неогене сформировался тыловой прогиб, выполненный прибрежно-морскими, в том числе и угленосными отложениями. В это же время на востоке острова проявился мощный андезитовый вулканизм. Предполагается, что наблюдавшиеся здесь клинья

со смешанными обломками вулканических и плутонических пород относятся к тектоническому меланжу.

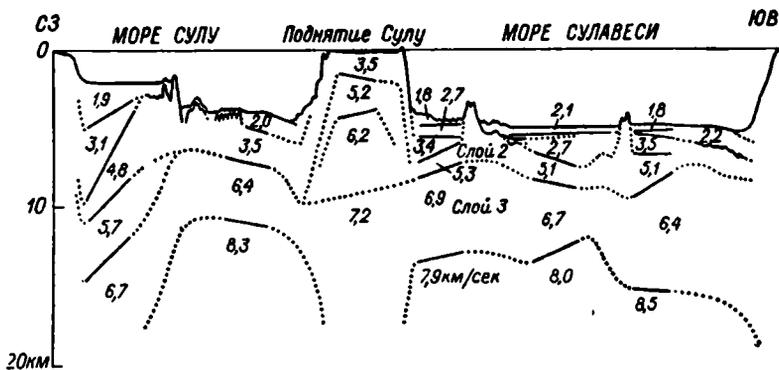
Филиппинско-Марианский геоблок ( $4,8 \cdot 10^6$  м<sup>2</sup>) со всех сторон окаймлен глубоководными желобами. Его главные структурные подразделения: Филиппинская глубоководная впадина океанического типа, протяженное подводное глыбовое поднятие Кюсю — Палау, увенчанное в средней части рифом Парса-Веда, возможный фрагмент субконтинентальной коры — поднятие Бородино, впадины Пампо и Западно-Марианская, двойная островная дуга Идзу-Бонин — Волкано — Сайпан — Гаум и Марианская, а также Марианский глубоководный желоб.

Филиппинская впадина имеет на больших пространствах дно, покрытое абиссальными холмами, где в современный период господствуют условия пелагического (эпелагического) осадконакопления незначительной (0,1—0,3 км) мощности. Подводная глыбовая структура Кюсю — Палау покоится на широком сводовом поднятии. Его длина 3000 км, ширина 90 км. По своим морфологическим особенностям и некоторым другим признакам (асейсмичность, отсутствие активных вулканов) поднятие Кюсю — Палау напоминает глыбовые океанические хребты. Марианский сверхглубоководный желоб на значительном протяжении имеет глубины, превышающие 9 км (максимальная глубина около 11 км). В отличие от других глубоководных желобов, в Марианском желобе склон, обращенный к океану, круче западного. Разрезы земной коры Филиппинско-Марианского геоблока по данным ГСЗ устанавливают в пределах Филиппинской котловины мощность 6—7 км с небольшим вторым слоем ( $v=4,8 \div 5,1$  км/сек) и значительным базальтовым слоем ( $v=6,6 \div 6,7$  км/сек). В восточном направлении граничные скорости сейсмических волн на поверхности Мохо заметно увеличиваются от 8,0 до 8,4—8,5 км/сек.

Геоблок Южно-Китайского моря ( $1,6 \cdot 10^6$  км<sup>2</sup>) изучен еще очень слабо. Он имеет форму пятиугольника, несколько вытянутого в север-северо-восточном направлении, ограниченного со всех сторон уступом континентального (или островного) склона. На западе и юге к нему примыкает широкая шельфовая область Сунда, обрамляющая Индокитай, а на востоке — западные цепи островов Филиппинского архипелага. Южно-Китайская глубоководная котловина охватывает большую часть геоблока. Значительное поднятие о-вов Наньша и Цюньдао, увенчанное мелкими островами рифового происхождения, отделяется на востоке от о. Палаван впадиной с глубинами, достигающими 2867 м. Севернее, вблизи о-вов Миндоро и Лусон, находится глубоководный желоб. Акустический фундамент Южно-Китайского моря сложный. Различаются обширные абиссальные равнины с акустическим фундаментом, вероятно отвечающим по магнитным данным ( $\pm 450$  гамм) базальтам. Различаются в магнитном поле и отдельные подводные вулканические горы высотой 2,5 км от основания. Широко распространены и блоковые структуры, ограниченные сбросами. По немногим данным осадконакопление в пределах рассматриваемого геоблока неравномерно по мощности. Осадки наибольшей мощности (до 1,5 км) на юго-востоке, а минимальные (1 км) на северо-востоке.

Геоблок Сулавеси ( $1,3 \cdot 10^6$  км<sup>2</sup>) относится к типу сложно расчлененных регионов транзитали (рис. 63). В его состав входят глубоководные котловины Палаван, Сулу и Сулавеси. Первые две разделены порогом островов Кагаян — Кавили — Туббатаха. Архипелаг Сулу

Рис. 63. Сейсмический профиль через геоблок Сулавеси, по Р. В. Мораучи [154].



служит высоко поднятым барьером между морями Сулу и Сулавеси (Целебесским).

Особенностью островного обрамления геоблока следует считать наличие в его восточных островных окраинах длительно развивающихся вулканических геосинклиналей с офиолитовыми образованиями, а также обилие основных и ультраосновных интрузий (см. табл. 3). Древние допермские метаморфические толщи описаны на о. Палаван. Они сменяются вверх по разрезу интенсивно дислоцированными кремнисто-вулканогенными (с известняками) образованиями карбона и перми. Комплекс пермских пород пронизан многочисленными телами серпентинитов. Более молодые (юрские) толщи аналогичного состава известны на о-вах Лусон и Минданао. Значительные площади на Филиппинских и других островах геоблока Сулавеси занимают прогибы, заполненные в основном неогеновыми образованиями. Некоторые исследователи среди вышеупомянутых офиолитовых толщ выделяют мощные зоны «субдукционного меланжа». С этим геоблоком следует объединить и блок моря Банда ( $1,2 \cdot 10^6$  км<sup>2</sup>) с весьма близким характером расчленения. Показателен сейсмический профиль через моря Сулу и Целебес, охватывающий поднятие Сулу (см. рис. 63). На нем четко видны корневые утолщения под поднятием и резкий излом сейсмических границ (с выклиниванием отдельных слоев) на границах глубоководных котловин и поднятия Сулу.

Новогвинейский геоблок ( $2,2 \cdot 10^6$  км<sup>2</sup>) на юге граничит с шельфовыми областями Северной Австралии (Арафурской — Карпентария); на севере его граница четко обозначена Новогвинейским и Западно-Меланезийским глубоководными желобами. Это сильно дифференцированный геоблок, включающий линейно вытянутую Северо-Гвинейскую складчатую систему зрелой островной дуги и молодые островные дуги, охватывающие полукольцом Новогвинейское море (о-ва Новая Британия, Новая Ирландия, Адмиралтейства и др.). Продолжением на юго-восток последних является двойная дуга Соломоновых островов. Как Новогвинейское, так и Соломоново море — яркий пример чрезвычайно расчлененного сооружения. В них котловины сложной формы обрамлены глыбовыми горами, увенчанными рифовыми постройками и вулканами, а также внутренними глубоководными желобами (Новобританский, Бугенвильский).

Древнее антиклинорное ядро прослеживается в Главном хребте Новой Гвинеи (горы Оранже и др.) и на о-вах Д'Антрасто, Луизиада и др. На западе Новой Гвинеи выделяются условно докембрийские толщи, а также средне- и верхнепалеозойские и мезозойские (юра — мел); на востоке — комплекс метаморфических пород (верхнепалеозойский и мезозойский). Северный уступ Главного хребта сложен ультраосновными породами (К—Р?). Весь разрез — палеозойский, мезозойский и кайнозойский (на северном побережье острова) — насыщен подводными вулканитами и относится к длительно развивающейся эвгеосинклинальной серии.

Коралловый геоблок ( $1,8 \cdot 10^6$  км<sup>2</sup>) охватывает море того же названия. Его западной границей служит Большой Барьерный риф — южная близширотная цепочка рифов. На западе геоблока находится обширное плато Квинсленд, увенчанное рифами. Его общая полигональная форма напоминает краевые плато, характерные для некоторых окраин материков. На юго-западной окраине плато обнаружена депрессия Галифакс, отделяющая его от Большого Барьерного Рифа. Сравнительные разрезы осадочной толщи на плато Квинсленд и в Коралловом море по данным бурения «Гломар Челленджер» (рейс 21), видим, что на плато наблюдаются уменьшение мощности осадков эоцена — плейстоцена и увеличение терригенной составляющей в нижней части разреза. В глубоководной котловине Кораллового моря обнаружены значительной мощности (более 700 м) палеогеновые и неогеновые осадки.

Новокаледонский геоблок ( $3,5 \cdot 10^6$  км<sup>2</sup>) вытянут в северо-западном направлении от о. Новая Зеландия к Коралловому морю. В его пределах различаются два подводных поднятия — плосковершинное Лорд-Хау и более расчлененное Норфолк — и расположенная между ними Новокаледонская котловина с глубинами 3100—3600 м. Как показали исследования Г. Шора, Х. Кирка и Г. Менарда, поднятие Лорд-Хау характеризуется континентальной корой мощностью до 29 км, а Норфолк такой же корой, но несколько сокращенной мощности (21 км).

По мнению А. Лилли и Р. Бразерс, от юго-восточной части Новой Гвинеи через о. Новая Каледония до Северного острова Новой Зеландии протягивается полоса мезозойской складчатости. В относительно детально изученном разрезе о. Новая Каледония выделяются каменноугольные (?) и пермские туфы с обломками дацитов и риолитов и прослоями лав. После значительного перерыва следует верхнетриасовая и юрская граувакковая толща с обломками андезитов. Раннемеловые тектонические движения завершаются отложением мощной терригенной (песчаники, сланцы, конгломераты, прослой углей) меловой толщей с прослоями риолитовых лав. Эоцен-олигоценый комплекс различается во внешней (карбонатные и флишевые толщи) и внутренней (кремнисто-карбонатная толща с подводными вулканитами сверху) зонах. Надводные вершины о. Лорд-Хау сложены богатыми оливином щелочными базальтами. Разрез верхней части осадочного слоя Новокаледонской котловины по данным бурения представлен 700-метровой толщей эоцен-плейстоценовых карбонатных осадков (биогенетический ооз). Здесь, как и в других местах, породы среднего олигоцена залегают со стратиграфическим несогласием на отложениях среднего эоцена.

Фиджийский геоблок ( $3,8 \cdot 10^6$  км<sup>2</sup>) образует в плане треугольник, основание которого граничит с Новокаледонским геоблоком. Вершина его там, где северный конец желоба Тонга слегка загнут на запад, составляет наиболее выдвинутую на восток в сторону Тихого

океана часть Азиатско-Австралийской транзитали. На значительном пространстве геоблок обрамляется глубоководными желобами: Новогейбридским, Витязя (Восточно-Меланезийский) и Кермадек — Тонга. По данным В. Дикинсона и других исследователей, архипелаг Фиджи подстилается корой субконтинентального типа, в то время как окружающие котловины имеют кору океанического типа. Дуги Новых Гебрид вместе с о-вами Фиджи образуют S-образную, несколько спиралевидно-изогнутую дугу. Рассматриваемый геоблок отличается резко повышенным тепловым потоком.

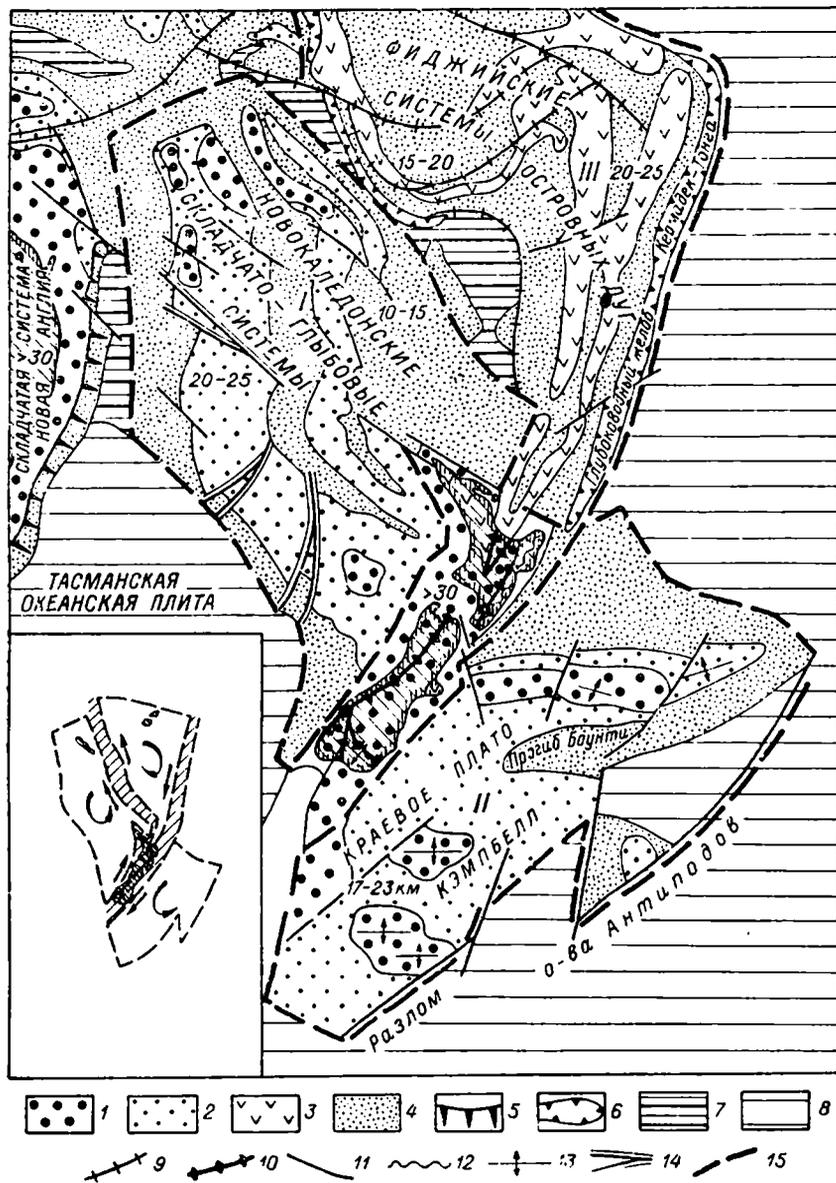
Геоблок Кэмпбелл ( $2,1 \cdot 10^6$  км<sup>2</sup>) расположен к востоку от Новой Зеландии. Это значительное по размерам плато (Новозеландское) состоит из нескольких разнородных структурных элементов. На севере в нем выделяют поднятие Чатам, вытянутое в широтном направлении на 1600 км. Поверхность поднятия в пределах изобаты 1000 м имеет ширину 180 км. Мощность коры в этом поднятии достигает 30 км. К югу между поднятиями Чатам и Кэмпбелл расположен прогиб Баунти, в южной части которого вблизи плато Кэмпбелл ( $1300 \times 1300$  км) известно много горных пиков. Его волнистая поверхность местами высоко поднимается, образуя острова. Для плато Кэмпбелл характерна субконтинентальная кора мощностью 15—25 км. Магнитное поле геоблока неоднородно. Наблюдаются как резкие пики с амплитудой  $\pm 400$ —500 гамм, так и спокойное поле, интенсивность которого изменяется в пределах  $\pm 100$  гамм.

На рис. 64 показано размещение последних трех геоблоков Австрало-Новозеландской транзитали. На фрагменте в соответствии с представлениями, развивавшимися С. И. Субботиным (рис. 65), показана принципиальная возможность их перемещения (и поворота). В этом случае Новая Зеландия является межблоковой системой и ее знаменитый Альпийский сдвиг (Х. У. Веллман и другие) с перемещением около 400—500 км служит ключом для палеотектонических реконструкций [50]. Схема (см. рис. 64) составлена с учетом, что раскрытие Тасманова моря происходило в северо-восточном направлении. Геоблок Кэмпбелл вместе с юго-восточной частью Новой Зеландии ранее составлял единое целое с Новокаледонским геоблоком. Это и был материк Мелантида (по Г. Менарду), который в мезозое и кайнозое был резко деформирован и его крупные части (геоблоки) были взломаны, раздвинуты, вероятно, повернуты и опущены на значительную глубину. Процесс, приведший к современному размещению геоблоков, экстремальный, возможный только в самых подвижных областях Земли, какими являются транзитали.

В заключение рассмотрения транзитали Тихоокеанского подвижного пояса следует упомянуть о строении еще двух межконтинентальных (и одновременно межконтинентальных) геоблоков — Карибского и Скоша.

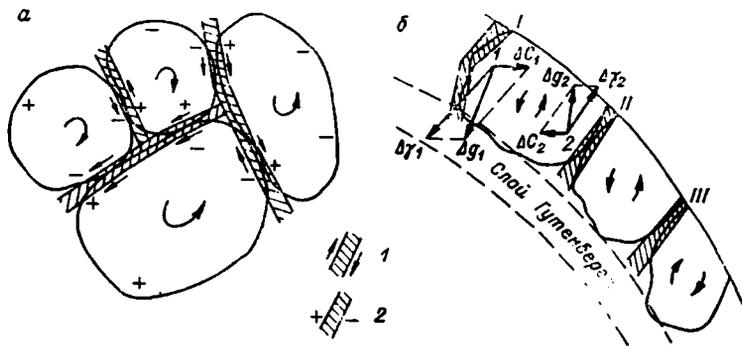
Карибский геоблок ( $3,1 \cdot 10^6$  км<sup>2</sup>) изучался многими советскими, кубинскими, североамериканскими, мексиканскими и южноамериканскими геологами и геофизиками. В. Е. Хаин в 1975 г. опубликовал подробное исследование тектоники этого геоблока. Из многих моделей зарождения и развития Карибской межконтинентальной области привлекательны те, которые связывают его формирование с Тихоокеанским суперрегионом. Здесь, как и в Восточно-Азиатской и Австрало-Новозеландской транзиталях, наблюдается необычайная, а быть может, еще большая сложность структурного рисунка. После частичной эпохи послегеосинклинально-орогенного развития (поздний палеозой — ранний

Рис. 4. Геоблоки Австрало-Новозеландской транзитали (по Д. Куллену, с изменениями и дополнениями).



1-3 — структуры с континентальной и субконтинентальной корой: 1 — складчатые структуры поднятия, 2 — складчатые структуры прогибов, 3 — существенно андезитовые вулканические пояса; 4-7 — структуры с субконтинентальной и субокеанической корой: 4 — впадины, 5 — континентальные склоны, 6 — глубоководные желоба, 7 — геантиклинальные поднятия; 8 — структуры с океанической корой; 9 — главные глубинные разломы (сдвиг); 10 — альпийский сдвиг; 11 — второстепенные разломы; 12 — оси альпийских складок; 13 — предполагаемые антиклинальные поднятия; 14 — рифтовые расщелины; 15 — границы между геоблоками; цифры на карте — мощность коры, км. Геоблоки: I — Новокаледонский, II — Кэмпбелл, III — Фиджийский. На схеме (врезке) показаны направления возможных вращательных и поступательных движений геоблоков [47].

Рис. 65. Ротационные и поступательные движения блоков тектоносферы, по С. И. Субботину [82].



а — план зоны смещений: 1 — горизонтальных; 2 — вертикальных; б — разрез: I, II, III — зоны глубинных разломов.

триас) наступила эпоха рифтинга — раздвижения и тектоно-магматической переработки отдельных клиньев и блоков. Однако еще в современную эпоху различные элементы геоблока переживают разные стадии развития.

Геоблок Скоша ( $1,7 \cdot 10^6$  км<sup>2</sup>), согласно сводке Д. Е. Гершановича и А. И. Дмитриенко (1975 г.), разделяется на две части (рис. 6б): западную (бассейн Бедвуд) с типичными тихоокеанскими формами глубоководного океанического рельефа, сформированными в палеогене, и восточную (Южно-Оркнейскую), пережившую несколько этапов геосинклинального или близкого к нему развития. Ряд блоков претерпевал горизонтальные и вертикальные смещения. Поднятия и опускания их достигали значительных амплитуд. Разломы близширотные и меридиональные (андийского направления) определили контрастность рельефа.

Ниже следуют краткие выводы об особенностях строения и развития транзитали.

1. Большинство геологов и геофизиков системы островных дуг Притихоокеанья относят к современным геосинклиналям. Различаются островные дуги зрелые и молодые. К первым принадлежат Индонезийская, Филиппинская, Японская, Хоккайдо-Сахалинская, Камчатская, а также Антильская и др. В зрелых островных дугах наблюдается структурный комплекс, состоящий из фрагментов ранее существовавших сложнопостроенных складчато-глыбовых сооружений, прошедших через два (или более) цикла геосинклинального складчатого развития, разобщенных и переработанных молодыми (кайнозойскими) и современными тектоническими движениями. Так, например, в Японской и Новозеландской островных дугах устанавливаются древние (раннепалеозойские) структуры. В юго-западной части о. Хонсю отчетливо прослеживается герцинский структурный комплекс, на Филиппинских островах известны чрезвычайно сильно деформированные верхнепалеозойские образования, то же относится к Индонезии, Новой Гвинее, Новой Зеландии и другим зрелым островным дугам.

Молодые островные дуги составляют протяженные гирлянды относительно небольших островов, сложенных юными кайнозойскими (послепалеогеновыми) породами, покоящимися на цоколе из более древних, существенно позднемезозойских и палеогеновых образований. К ним



ставления об известной аналогии глубоководных котловин со срединными массивами. В этом смысле их можно называть «срединными депрессиями», обладающими тектонической стабильностью. По периферии котловины обычно прослеживаются крутые, нередко сейсмически активные склоны, на которых развиты суспензионные потоки. Гравитационное поле в пределах глубоководных котловин положительное. Оно имеет сходство с полем силы тяжести в океанических плитах (талассопленах). Так, в Филиппинской котловине отмечаются аномалии Буге +400 мгал. В большинстве других котловин гравитационные аномалии составляют от +200 до +250 мгал. Для магнитного поля глубоководных котловин не характерны полосовые аномалии.

Земная кора в глубоководных котловинах имеет субокеанический характер. В них весьма мощный осадочный слой, полностью отсутствует гранитный слой и умеренной мощности (8—10 км) базальтовый слой. Несмотря на известное сходство коры в глубоководных котловинах разного размера, различают по крайней мере два их типа: филиппинский с абиссальными холмами, почти неотличимый от настоящих океанических равнин, и япономорский, с более резко выраженным рельефом, обычно с наложенными границами. Первые, вероятно, могут рассматриваться как крупные останцы океанической платформы (талассократона), а вторые — как новообразованные структуры, возникшие при тектонических движениях, сформировавших системы островных дуг.

3. Обрамляющие транзиталь глубоководные желоба — сильно вытянутые, в плане дугообразные (Алеутский, Пуэрто-Рико), слегка изогнутые (Курило-Камчатский, Центральноамериканский) или реже прямолинейные (Тонга, Филиппинский) узкие асимметричные прогибы, активно развивающиеся вдоль разломов в периферических частях океана. Они составляют часть системы островных дуг, наиболее приближенную к океану. В этой системе они могут быть выражены очень резко (например, Алеутский, Курильский, Филиппинский и другие глубоководные желоба) или слабо (Кюсю, Новогвинейский и др.). Иногда глубоководные желоба располагаются не с обращенной к океану стороны островной дуги, а в пределах глубоководной котловины краевого моря (например, желоба моря Банда в Южно-Китайском море к западу от о. Лусон). Не менее характерны глубоководные желоба, примыкающие непосредственно к континенту (Перу-Чилийский и др.). Глубина глубоководных желобов колеблется от 5,0 до 11,0 км; длина их составляет 2000—4000 км, ширина измеряется по изобате от 6,5 км до нескольких километров.

Дно глубоководного желоба является зоной относительно интенсивного (по сравнению с океаном) осадконакопления. Мощность рыхлого осадочного покрова на дне достигает 2—3 км, на склонах желоба — значительно меньше. Поперечный профиль желобов имеет V-образную форму; склоны его крутые, в среднем около 5°. Местами они, совпадая с разломами, уступообразные, отвесные, с локальными грабенами и горстами. При драгировании со стенок желобов Марианского и Бугенвиль были подняты образцы подушечных лав, а со стенок желоба Тонга — перидотиты и дуниты (на западе) и базальты (на востоке). В наиболее глубоких частях желобов находится узкая (5—20 км) полоса плоского аккумулятивного дна. Обычно это резко некомпенсированные прогибы. Магнитные аномалии (см. рис. 61) пересекают глубоководные желоба, не меняя направления и интенсивности. Склон их, обращенный в сторону островных дуг, обладает особо высокой сейсмиче-

ской активностью, при этом близкие к поверхности очаги землетрясений группируются в вертикально ориентированной зоне.

Строение земной коры под глубоководными желобами отличается сложностью и наличием слоев с различной скоростной характеристикой, приближаясь то к субконтинентальному, то к субокеаническому типу. Исследование Курило-Камчатского желоба показало, что его подстилают субконтинентальный (со стороны Курильских островов) и океанический (со стороны Тихого океана) типы коры, которые им как типичной шовной структурой и разделяются. Мощность базальтового слоя под осью желобов достигает 7—9 км. Для глубоководных желобов характерны сбросовые ступени, флексурные перегибы, локальные горсты и грабены, оползни и обвалы, сочетание слоистых и неслоистых «сгруженных» осадков и вулканитов, отсутствие складчатости. Нередко наблюдается резкое различие геологических процессов на внешнем океаническом и внутреннем континентальном или островном склонах. Присутствуют отдельные вулканические конусы. Некоторые глубоководные желоба очень сложные и состоят из перемежающихся выступов и погружений (Перу-Чилийский желоб).

Время заложения части глубоководных океанических желобов может быть условно отнесено к мелу — периоду, когда в западной При тихоокеанской области произошли крупнейшие разломы, сопровождающиеся внедрением (или выдавливанием) серпентинитов. Этому не противоречат и данные по эндемичной ультраабиссальной фауне. Другие желоба более молодые — неогеновые.

4. Восстановив (быть может, не вполне правомерно) ранее предложенный термин бордерленд, геологи и океанологи США выделили вблизи Южной Калифорнии участок подбодной окраины континента, представляющий собой, по существу, затопленную складчато-глыбовую горную страну. Ширина бордерленда достигает 250—280 км, длина — 500—600 км. На батиметрической карте, составленной К. О. Эмери, хорошо видно, что в составе бордерленда различаются продольные поднятия и погружения (бассейны), расчлененные поперечными ложбинами. В пределах бордерленда в направлении от континента к океану континентальная кора на протяжении 300 км утоняется от 31 до 18 км. Выше упоминался (см. рис. 60) другой типичный бордерленд Малых Антильских островов.

5. Специальному обсуждению подлежит вопрос о включении в переходную зону от континентов к Тихому океану и континентальных склонов. Известно, что нередко в их пределах изоаномалы Буге сгущаются и создается значительный гравитационный градиент. При региональных различиях отдельных звеньев континентального склона он в целом выступает в виде контрастной и сравнительно узкой пограничной планетарной зоны дна океана высокой тектонической подвижности. В пределах континентального склона сочетаются элементы линейные и блоковые. Последние заметно усложняют его строение.

Большинством исследователей континентальные склоны рассматриваются либо как гигантский флексурный прогиб, либо как не менее крупная сбросовая дислокация. Ф. П. Шепард указывает, что в свете тектоники плит большинство континентальных склонов Тихого океана связано с зонами столкновения и прогибания океанических желобов, а также с поддвижением океанических плит под континентальные окраины. Однако отсутствие в желобах складчатых деформаций и смещения под ними магнитных аномалий подчеркивают, что заметных

явлений погружения под желоба литосферных плит пока не обнаружено.

6. Выше были показаны (см. рис. 62, 63) резко выраженная контрастность и дифференцированность физических свойств коры, а также изменчивость ее мощности и состава в транзитали. Характерно чередование клиньев и блоков различных типов коры от континентального до океанического со всеми промежуточными подтипами. В зоне развития островных дуг происходят многочисленные разрывы, сопровождающиеся землетрясениями, очаги которых составляют фокальную зону, погружающуюся под континент. Этой фокальной зоне (зоне Заварицкого—Беньофа) уделяют в настоящее время много внимания геофизики, тектонисты и металлогенисты. Ее называют зоной повышенной подвижности, активных скальвающих напряжений, вязкого разогрева, магмогенерирующей. Над этой зоной устанавливается полоса метаморфизма (высоких температур — низких давлений), предполагается наличие вдоль нее эклогитизированной коры. Большая группа исследователей связывает наличие рассматриваемой зоны с погружением литосферных плит под островные дуги или континенты. Зона Заварицкого—Беньофа имеет значительную толщину и глубину. В некоторых детально исследованных транзиталях устанавливается сложное (многоастеносферное) строение верхней мантии как раз в тех регионах, где устанавливается зона Заварицкого—Беньофа. Потребуется специальные дополнительные исследования, чтобы определить истинную природу этого очень важного тектонически активного глубинного клина.

Многие зарубежные и советские исследователи (Д. Берд, У. Дикенсон, Д. Дьюи, Л. П. Зоненшайн, Д. Кариг, П. Н. Кропоткин, Д. Паккем, О. Г. Сорохтин, С. А. Ушаков, Д. Фальви и другие) обратились к тектоническим процессам в транзитали исходя из гипотезы новой глобальной тектоники. Особенно их внимание привлек обращенный в сторону континента край «океанической плиты». Схема тангенциального перемещения такой плиты, ее поддвижение (субдукция) под островные дуги показаны во множестве вариантов схемы.

Заслуживают внимания представления, развиваемые Д. Каригом [142], на происхождение окраинных бассейнов от Алеутской дуги до Новой Зеландии. Он связывает их формирование с грандиозными процессами растяжения земной коры. При этом он выделяет окраинные бассейны активные, с продолжающимся растяжением коры (междуговые бассейны Тонга, Кермадек, Марианский, Новогебридский и др.) и бассейны с завершенным растяжением коры — Японский и Охотский. По мнению Д. Карига, геологические и геофизические данные, полученные за последние годы по транзиталях, могут быть объяснены наличием под ней аномально высокотемпературной и низкоплотностной мантии, всплывающей из-под литосферы. Растяжение коры и всплывание мантийного диапира способствуют образованию дугообразной формы островных систем.

## **ТИХИЙ ОКЕАН**

Граница океана проходит вдоль подножия континентального склона, а там, где располагаются глубоководные желоба (см. выше), — по их внешней (океанической) стороне. Размещение современных осадков [2] и вулканитов на дне океана, как это хорошо видно на геологической карте, составленной под редакцией Л. И. Красного и П. Л. Безрукова,

Рис. 67. Подводные поднятия («океанские земли») с субконтинентальной корой — фрагменты гипотетической Пацифиды.



Заштриховано — плато.

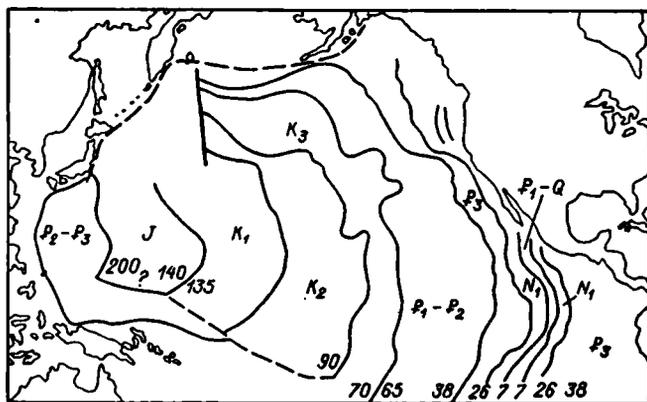
подчеркивает контуры всех важнейших структур. Заметную помощь в распознавании последних оказывают геофизические исследования, а также буровые работы с корабля «Гломар Челленджер» (США). Так, сейсмические и буровые данные позволили определить мощности уплотненных осадков, а магнитные, гравитационные, термические, сейсмологические и другие исследования помогли уточнить геолого-структурное районирование.

Кроме упомянутых выше работ, касающихся геологии и тектоники всего тихоокеанского сегмента Земли, имеются специальные исследования Тихого океана. К ним относятся труды Г. Менарда, Г. Б. Удинцева [87, 26], Р. Фейрбриджа, Ф. П. Шепарда, Б. Хейзена, А. П. Милашина, И. А. Соловьевой, К. В. Боголепова и Б. М. Чикова [9] и др. Синтезу геофизических данных также посвящено немало исследований. В СССР гравитационное поле океана рассматривалось А. Г. Гайнановым, П. А. Строевым, О. Г. Сорохтиным, С. А. Ушаковым, В. В. Федькинским и другими, магнитное — М. М. Ивановым, М. А. Эффендиевой, Е. Г. Мирлиным и другими, тепловое — Я. Б. Смирновым, А. А. Смысловым, У. И. Моисеенко, сейсмологические данные — Ю. П. Непрочновым, Г. А. Семеновым, З. М. Гостомельской, формационные комплексы — П. А. Безруковым и И. О. Мурдмаа. Из зарубежных работ отметим геофизические работы В. Вакье, А. Делингера, А. Малахова, Дж. и М. Юинга и др.

Хорошо известно, что Тихий океан, занимающий 166 млн. км<sup>2</sup>, — самый глубокий океан нашей планеты (средняя глубина 4188 м), наиболее контрастный в геоморфологическом и геофизическом отношениях с резко выраженной асимметрией во всех направлениях.

Рассматривая Тихий океан в целом [57, 87, 93], можно отметить, что эволюция тектоносферы привела к расчленению его на крупные стабильные, практически асейсмические области (талассократон и в пределах его талассоплены) и область Восточно-Тихоокеанского подвидного пояса (поднятия), включающего слабо выраженные рифтогенальные системы. Тихий океан — это часть Земли, где базальтовый вулканизм приобрел колоссальное значение. В этом отношении океанский талассократон (отдаленно, конечно) напоминает платформы континентов с их массовым развитием в определенные этапы траппового (т. е. базальтового) магматизма. Внутриокеанические вулканогенные

Рис. 68. Принципиальная модель геологического строения северной и центральной частей Тихого океана согласно гипотезе спрединга.



пояса, обозначающиеся на поверхности океана цепочками островов, подводные нагорья, усеянные конусами вулканов, и десятки тысяч разбросанных по всему океану вулканических гор и вулканических холмов — все это создает особый тип структуры. И, наконец, специфические океанические разломы, выраженные линейными разломами, протягиваются на многие тысячи километров. Эту своеобразную всецело океаническую картину нарушают выдвинутые за пределы очерченных выше границ крупные блоки с мощной (до 42 км!) корой континентального типа. Блоки Восточно-Новозеландский, Онтонг-Джава, возможно, Шатского, Хесса, Манихики (рис. 67) — свидетели особых тектонических процессов, речь о которых будет далее.

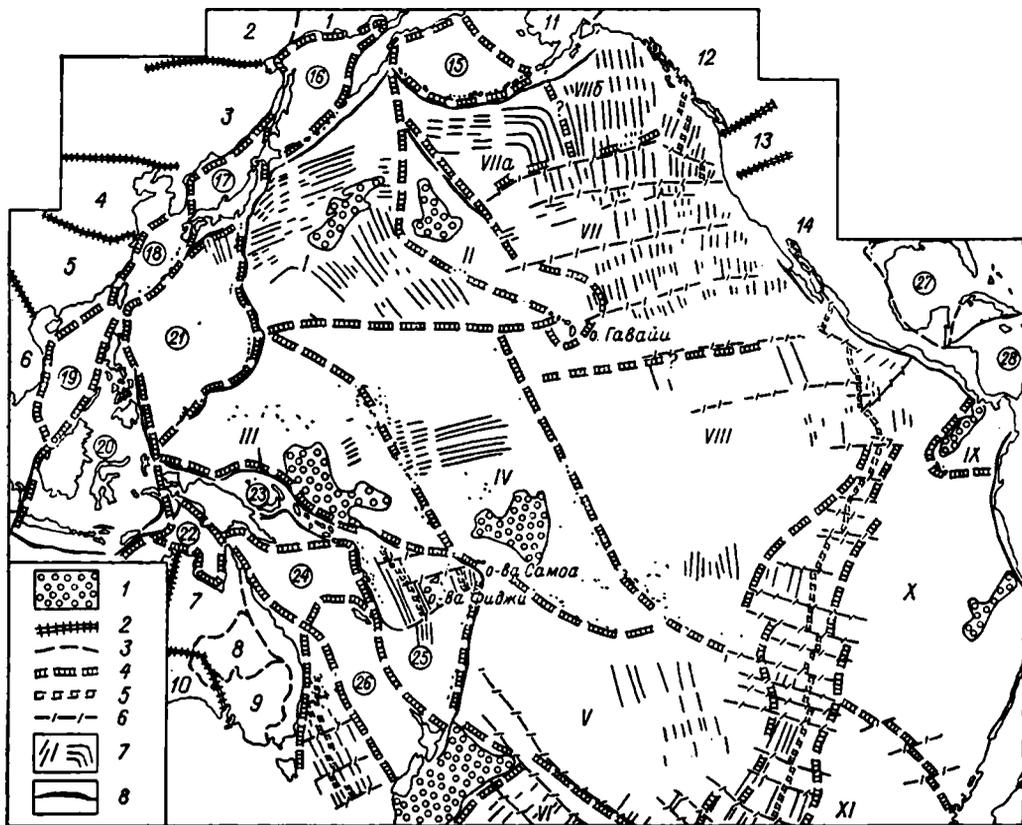
К геолого-структурному районированию можно подходить с двух позиций.

1. Восточно-Тихоокеанское поднятие — главный структурогенерирующий источник, от которого как от генеральной оси спрединга идет удревнение коры и расположенных на ней осадков. Следуя идеальной схеме (рис. 68), Б. Хайзен составил геологическую карту Тихого океана.

2. Неоднородность (поверхностная и глубинная) тихоокеанской тектоносферы согласно данным глубоководного бурения свидетельствует о неприменимости гипотезы спрединга для Тихоокеанского суперрегиона (Л. И. Красный, 1976 г.). Предлагается альтернативная гипотеза геоблокового строения, с позиций которой уже были рассмотрены выше континенты и транзитали. Рис. 69 и 70 свидетельствуют о возможности применения второй гипотезы, которая может проще объяснить такие явления, как «Большой магнитный изгиб», синеклизообразное строение некоторых обширных площадей, наличие блоков континентального строения, резкая изменчивость разреза в центральном и других районах Тихого океана. Ниже дается краткое описание главных геоблоков в соответствии с рис. 69.

Северо-Западный геоблок ( $7 \cdot 10^6$  км<sup>2</sup>) имеет форму, близкую к треугольной, и следующие границы: на западе — глубоководные желоба (Идзу-Бонинский, Японский, Курило-Камчатский); на востоке — вулканогенная цепь Императорских гор — Гавайская; на юге — горы Маркус-Неккера (Мид-Пацифик). В центральной части геоблока нахо-

Рис. 69. Схема размещения геоблоков в Тихоокеанском подвижном поясе и Тихом океане. Составил Л. И. Красный, 1977 г.



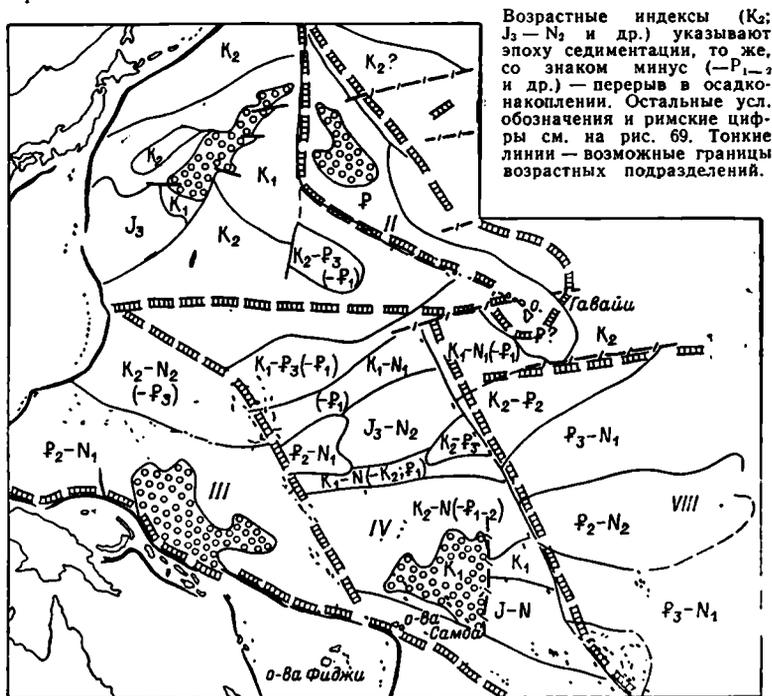
1 — подводные поднятия с субконтинентальной корой (см. рис. 67); 2 — линеаменты — границы континентальных геоблоков; 3 — границы структурных подразделений; 4 — границы геоблоков транзиталей и Тихого океана; 5 — предполагаемые оси регионального спрединга; 6 — океанские разломы (трансформные?) и эскарпы; 7 — простирания магнитных аномалий (Ваке); 8 — глубоководные желоба.

Геоблоки континентальных окраин (цифры на карте): 1 — Колымский, 2 — Алдано-Становой, 3 — Амурский, 4 — Северо-Китайский, 5 — Южно-Китайский, 6 — Индокитайский, 7 — Георгина, 8 — Эроманга, 9 — Лаклан, 10 — Гаулер, 11 — Аляскинский, 12 — Западно-Канадский, 13 — Орегонско-Монтанский, 14 — Калифорнийский. Геоблоки транзиталей (цифры в кружках): 15 — Беринговский, 16 — Охотский, 17 — Ниппонский, 18 — Северо-Китайский, 19 — Южнокитаеоморский, 20 — Сулавеси, 21 — Филиппинско-Марианский, 22 — Арафурский — Карпентария, 23 — Новогвинейский, 24 — Квинслендский, 25 — Фиджийский, 26 — Новокаледонский, 27 — Галф, 28 — Северо-Венесуэльский. Геоблоки Тихого океана: I — Северо-Западный, II — Хесса, III — Каролинский, IV — Центральный, V — Южный, VI — Восточно-Новозеландский, VII — Северо-Восточный, VIIa — Южно-Аляскинский, VIIb — Фарис, VIII — Восточный, IX — Мальпело, X — Перуанско-Чилийский, XI — Беллингаузена.

дится поднятие Шатского. Радиально по отношению к нему располагаются углубления («абиссальные депрессии») свыше 5,5 км (рис. 71). Восточнее желобов прослеживается вал Зенкевича, состоящий из нескольких крупных пологих гряд. Под ним установлена значительная скорость сейсмических волн (9,1—9,4 км/сек) на границе Мохо. Поднятие Шатского возвышается на 3,5 км. В своде поднятия мощность осадков достигает 1 км. По данным ГСЗ мощность 2-го слоя увеличена ( $v = 4,36 \div 5,79$  км/сек).

Имеются два объяснения повышенной мощности (более 1 км) осадочного слоя на поднятии Шатского.

Рис. 70. Геолого-структурная схема северо-западной и центральной частей Тихого океана. Составлена Л. И. Красным по данным глубоководного бурения и драгирования.



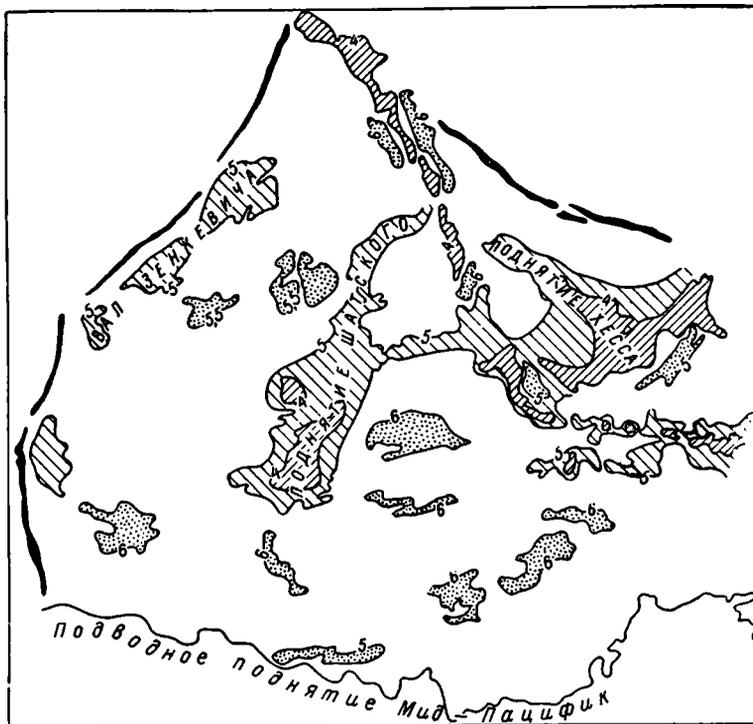
1. В мезозое (М. Юинг и другие) существовала впадина, в которой по мере прогибания скопились значительные толщи пелагических осадков. Наличие в керне остатков меловой мелководной фауны моллюсков обусловлено сносом ее с соседних островов. Прогибание продолжалось до раннего мела, когда произошла инверсия и на месте прогиба возникло поднятие.

2. По В. В. Здоровенину, формирование здесь осадочных слоев происходило на уже существующем поднятии.

По керну скважин и образцов драгирования установлено преобладание в геоблоке под современными отложениями пород мезозоя. Самыми древними являются породы нижнего мела и верхней юры. Геофизические данные позволяют предполагать, что ниже имеется толща более древних отложений (триасовых и верхнепалеозойских). Структурное соотношение (см. рис. 69) прогибов («оседаний») сложное. К северо-западу от поднятия Шатского оси магнитных аномалий имеют северо-восточное простираие, а к юго-востоку — северо-западное. Это наводит на мысль, что поднятие — свод, ограниченный разломами.

Каролинский геоблок ( $6,3 \cdot 10^6$  км<sup>2</sup>) имеет форму треугольника. Западной границей служат желоба (Марианский и др.), обрамляющие Филиппинский геоблок, с юга — Новогвинейский желоб и на востоке — цепи островов (рифов) Ратак, Гилберта и Тувалу. Замечательным структурным подразделением этого геоблока является поднятие Онтонг-Джава (Капингамаранги) с корой мощностью 42 км на севере и 35 км на юге (рис. 72) и необычайно высокой аномалией силы

Рис. 71. Гипсометрическая схема геоблоков Северо-Западного и Хесса.



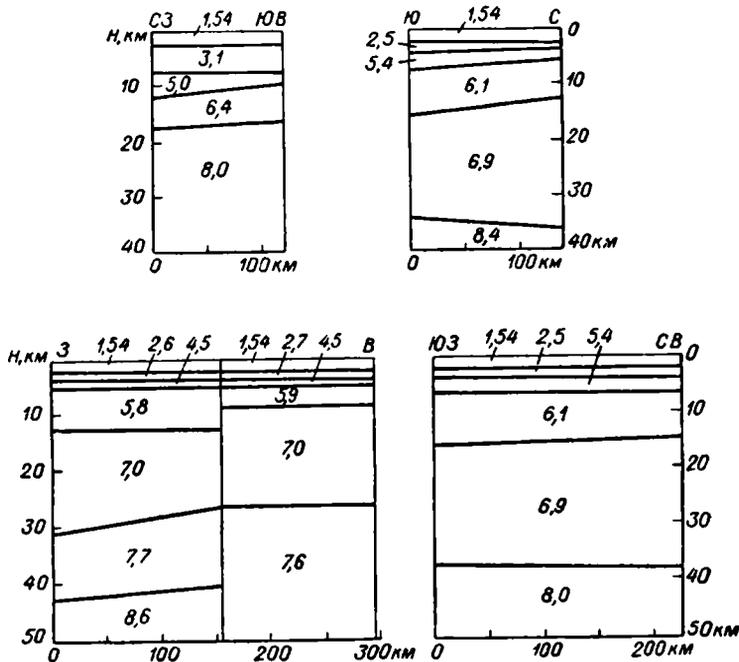
тяжести (+15 мгал). Расчетная аномалия силы тяжести (А. С. Фурумото и другие) здесь должна была составлять 200 мгал. Возможно, это связано со значительной толщиной коры (скорость распространения упругих волн по линии  $Q=19$  км — 7,0 км/сек и  $Q=12$  км — 7,7 км/сек; по линии  $W=23$  км — 6,9 км/сек) и слабо выраженным «гранитным слоем». Скв. 64 («Гломар Челленджер») в северо-восточной части поднятия прошла 900 м и не достигла фундамента. Наиболее древние осадки были эоценовые. Расчлененность описываемого геоблока значительная. Поднятия (вал) Эаурипик разделяет Западно- и Восточно-Каролинскую котловины. В последней имеется своя система меридионально вытянутых желобов и узких поднятий между ними.

Центральный геоблок ( $8,7 \cdot 10^6$ ) уникален во многих отношениях. В скв. 167 на поднятии Магеллана обнаружен наиболее полный разрез верхнеюрских — кайнозойских отложений; аналогичного пока нигде в Тихом океане не найдено. Следует подчеркнуть наличие в отложениях верхней юры аммонитов, а не пелагических микрофоссилий. Ниже приводится общий разрез скв. 167, где на экструзивных базальтах залегают (снизу вверх):

1. Кремнистые известняки титона . . . . .	345 м
2. Коньяк-маастрихтский кремнистый мел . . . . .	147 м
3. Кремнистый мел среднего эоцена . . . . .	80 м
4. Известковистый ооз и мел верхнего эоцена . . . . .	380 м
5. Известковистый ооз нижнего миоцена и четвертичного периода . . . . .	220 м

Всего: 1172 м

Рис. 72. Разрезы (по данным скоростей сейсмических волн) земной коры подводного поднятия Онтонг-Джава (Капингамаранги), по А. Фурумото, Дж. Веббу и др. [167].



Длительное (с весьма незначительным перерывом между средним и поздним эоценом и в раннем миоцене) прогибание в центре Тихого океана, возможно, свидетельствует о формировании структур типа платформенных синеклиз (см. ниже).

Простираение магнитных аномалий к северу от о-вов Феникс близширотное. Оно не совпадает с направлением осей аномалий в соседних геоблоках. И, наконец, в пределах самой возвышенности Магеллана наблюдались редкие для океана длинноволновые (от 70—90 до 100 км) аномалии с амплитудой +500, +600 гамм.

Западная, северная и восточная границы геоблока четко прослеживаются по направлению цепей гор, южная менее ясна. Ее условно можно провести по линии, соединяющей о-ва Самоа и Общества. В геоблок входит и поднятие Манихики площадью около 600 тыс. км<sup>2</sup>. При драгировании были подняты образцы с меловой фауной. В сбросовых уступах наблюдаются габбро и серпентинизированные перидотиты. Общая мощность осадков достигает на поднятии 1 км. Согласно морфоструктурной схеме, составленной О. К. Леонтьевым и другими исследователями, границы Центрального геоблока совпадают с областями активных геодинамических процессов в кайнозое (погружениями и поднятиями).

Геоблок Хесса (4,2 · 10<sup>6</sup> км<sup>2</sup>) с поднятием того же названия ограничен на западе Императорскими и Гавайскими горами и на востоке Императорским желобом (разломом) и горами Музыкантов. Он еще слабо изучен.

Северо-Восточный геоблок. Значительные геофизические исследования производились в Северо-Восточном геоблоке. Его общая

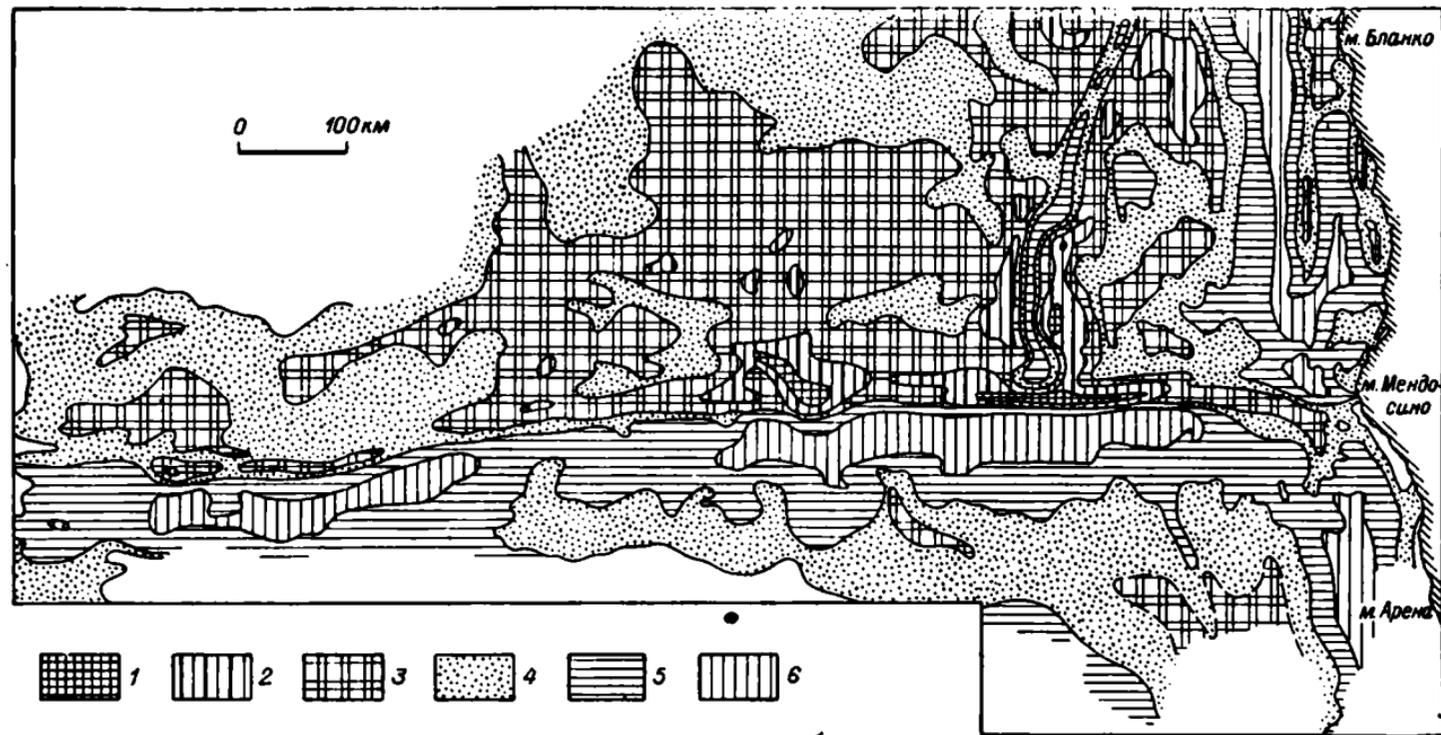
площадь велика ( $15,7 \cdot 10^6 \text{ км}^2$ ), и весьма вероятно, что он состоит еще из двух геоблоков (см. рис. 68). Специфичность этого геоблока подчеркивается расчленением его широтными океаническими разломами, а также постоянным полосовым магнитным полем. Линейные аномалии меридионального простираения со смещением полос в зонах разломов характерны для большей части геоблока. Оси спрединга регионального значения находятся вблизи побережья и к западу от о. Ванкувер и устья р. Колумбия. Большой магнитный изгиб с суммарной протяженностью по внешней границе около 4000 км свидетельствует о существовании самостоятельного геоблока. Интересно подчеркнуть разницу в характере аномалий широтной и север-северо-западной составляющих «изгиба». В первой из них аномальные полосы уже, а амплитуда аномалий больше (соответственно 800 и 500 гамм). Северо-восточная часть геоблока (провинция зал. Аляска) отличается многочисленными группами (в том числе линейно вытянутыми) вулканических гор.

Упомянутые выше широтные разломы длиной до 3000—4000 км, имеющие собственные географические названия (Мендосино, Пионер, Меррей, Кларин, Клиппертон и некоторые другие), обычно служат границами раздела обширных подводных площадей, лежащих на разных уровнях. Рельеф дна характеризуется чередованием асимметричных хребтов и узких долинообразных депрессий. Иногда прослеживаются цепи вулканов. Различаются два типа рельефа зон крупных разломов: с одним асимметричным хребтом и двумя хребтами. Разрезы земной коры и данные гравиметрической съемки свидетельствуют о глубоких нарушениях в коре и верхней мантии по обеим сторонам разломов (рис. 73 и 74). Между разломами аномальное магнитное поле полосчатое, с полосами, расположенными в направлении, близком к меридиональному. Отдельные аномалии достигают нескольких сотен гамм в пределах поясов длиной около 1000 км и шириной в несколько десятков километров. Предполагается, что магматические тела, являющиеся источником этих аномалий, находятся в пределах второго слоя. Это, вероятно, дайки, силлы и линейно вытянутые покровы вулканитов основного состава. Анализ аномалий, предпринятый В. Вакье и другими исследователями, привел к предположению о значительных сдвигах вдоль зон разломов.

Восточный геоблок ( $17 \cdot 10^6 \text{ км}^2$ ) расположен между разломами Кларин и Маркизским. Он ограничен на западе цепью о-вов Лайн, а на востоке Восточно-Тихоокеанским поднятием. На рис. 75 и 76 видно, что в пределах геоблока вырисовывается гигантская синеклиза, вытянутая в широтном направлении. В ее центральной части пахотятся отложения плиоцена и далее (на север и на юг) — миоцен-олигоцена и эоцен-палеоцена. Одновременно Восточный геоблок обладает самым спокойным магнитным полем в пределах Тихого океана и резко пониженным тепловым потоком. Начиная с позднего миоцена и далее здесь отмечается быстрый темп осадконакопления, благодаря чему возник хорошо выраженный в рельефе вал [58].

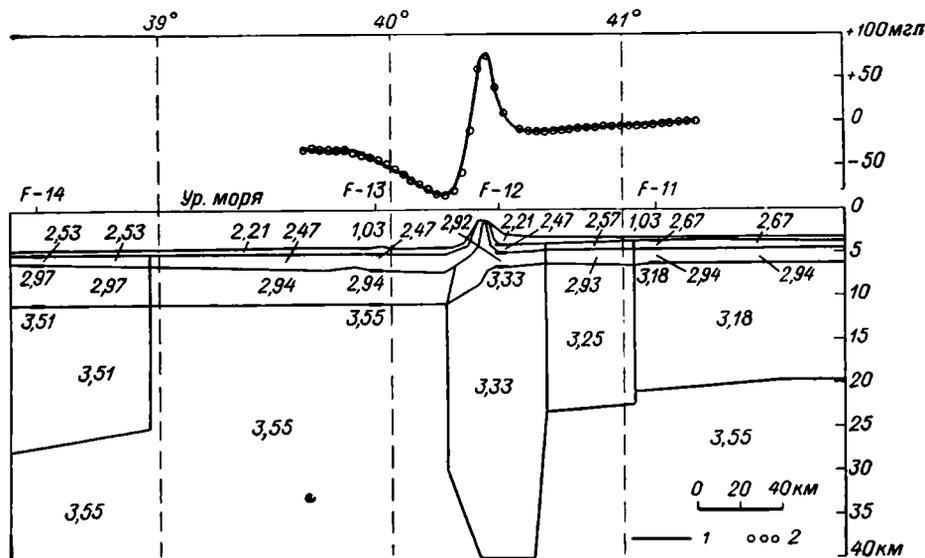
Объем настоящей книги не позволяет подробно рассматривать остальные геоблоки Тихого океана. Можно лишь упомянуть, что очень строго вырисовывается по высоким значениям теплового потока геоблок Мальпело (Панамской котловины) с хр. Кокос и валом Карнеги, крупный Перуанско-Чилийский геоблок, весьма четко ограниченный с юга полосой близповерхностных землетрясений вдоль Чилийского поднятия, и к югу от него геоблок Беллинсгаузена.

Рис. 73. Гравиметрическая схема разлома Мендосино, по П. Делингеру [32].



1 — > 50 мгал; 2 — от +50 до +20; 3 — от +20 до 0; 4 — от 0 до -20; 5 — от -20 до -50; 6 — от -50 и меньше.

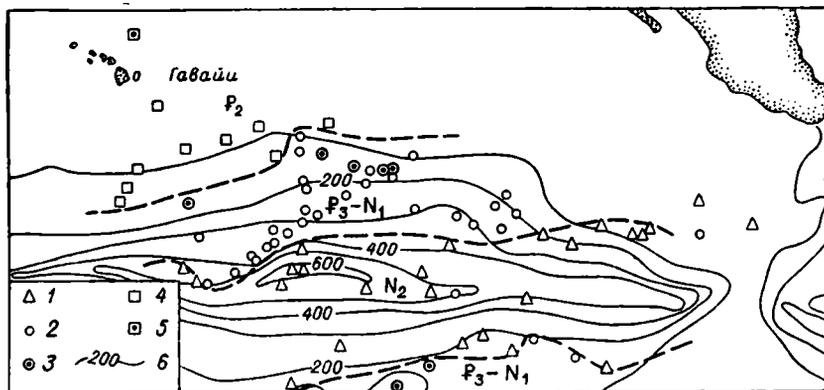
Рис. 74. Разрез через разлом Мендосино вдоль 127°30' з. д. по данным аномалий в свободном воздухе, результатам сейсмических исследований методом отраженных волн и данным измерения глубин [32].



1 — наблюдаемые аномалии в свободном воздухе; 2 — вычисленные аномалии в свободном воздухе. F=11, F=12, F=13, F=14 — положение сейсмических профилей, по которым определены глубины слоев. На разрезе указаны значения плотностей пород, принятые для расчета.

Как было видно выше, межгеоблокными пограничными структурами в Тихом океане служат *внутриокеанические вулканогенные пояса*, образующиеся под непосредственным воздействием глубинного магмообразования. Уже давно выделяют горные хребты щитовых вулканов (например, Гавайи, Самоа), образовавшиеся в мезозое и кайнозое на фоне поднятия. Они прослеживаются на расстояние до 1000 км (редко до 2000 км) цепью вулканических построек. Наиболее высокие из них достигли поверхности океана в виде редких островов, остальные сформировали подводные вулканические гряды. Эти весьма крупные пояса, несомненно, приурочены к линейным нарушениям (разломам), проникающим в верхнюю мантию. Вулканические постройки, составляющие цепи океанических архипелагов, могут либо располагаться близко друг к другу, не соприкасаясь своими основаниями, либо образовывать общий цоколь. В последнем случае вокруг групп вулканов образуется краевая депрессия (желоб). Подобная структура детально изучена в районе Гавайских островов. На Гавайском хребте здесь установлена общая мощность коры 21 км, в краевой депрессии — 7,1 км и в периферическом поднятии — 5,7 км. Соответственно изменяются аномалии силы тяжести Фая (+200, -100, +30 мгал) и Буге (+205, +313, +357 мгал). В целом внутриокеанические вулканогенные пояса характеризуются интенсивными положительными аномалиями в свободном воздухе до 200 мгл и аномалиями Буге 200—260 мгл. Мощность коры под ними увеличивается до 12—18 км. Наблюдается закономерное удревнение (или омоложение) пород вдоль цепи вулканических гор, что связано, вероятно, с постепенным раскрытием разлома, а не с проплавлением движущейся плиты над «горячей точкой».

Рис. 75. Геологическая схема синеклизы Восточного геоблока (по результатам глубоководного бурения и драгирования).



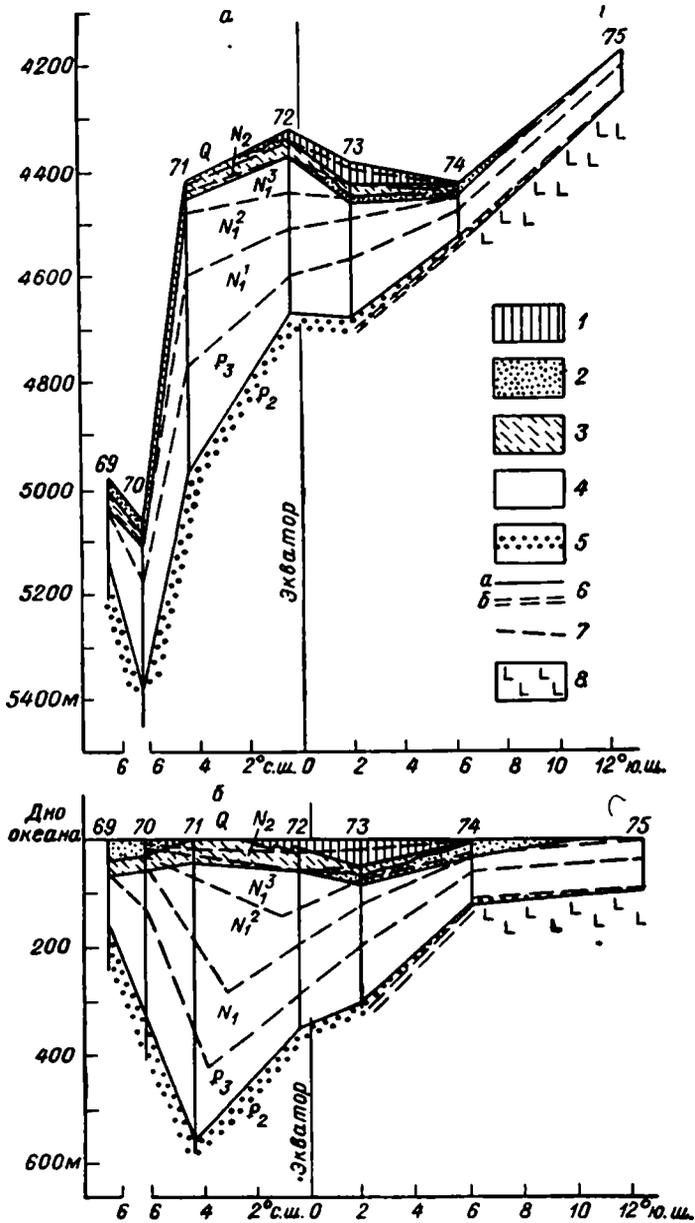
1—5 — возраст пород: 1 — плиоцен, 2 — миоцен, 3 — олигоцен, 4 — эоцен, 5 — палеоцен; 6 — изогипсы глубин, м.

Особое положение в Тихом океане занимает *Восточно-Тихоокеанское поднятие* — линейно вытянутая структура, представляющая собой изогнутое в плане широкое (от 100 до 1000—4000 км) подводное воздымание, имеющее в пределах океана длину 25 000 км. Это огромное сравнительно недавнее вспучивание морского дна, характеризующееся следующими признаками: а) повышенной тектонической активностью, особенно четко проявленной вдоль осевой рифтогенальной зоны; б) высокими величинами теплового потока, в 5 раз превышающими наблюдающиеся в окружающих котловинах, что свидетельствует о подъеме глубинного вещества; в) повышенной сейсмичностью с концентрацией в пределах поднятия мелкофокусных землетрясений; г) особой разуплотненной верхней мантией ( $v=7,6\div 7,8$  км/сек); д) базальтовым вулканизмом, приуроченным к вершинам и местами к склонам пояса; е) уплотненными серпентинитами, выходящими в рифтовых ущельях, и региональным зеленокаменным метаморфизмом; ж) весьма слабым осадочным покровом, распространенным крайне неравномерно, преимущественно в понижениях; з) специфическим полосчатым аномальным знакопеременным магнитным полем, в котором амплитуды аномалий достигают  $+600\div -300$  гамм при ширине 5—15 км; над осевой зоной поднятия наблюдается крупная положительная аномалия с несколькими максимумами; общая ширина аномалии составляет 60—100 км, а амплитуда 700—800 гамм; и) увеличенными аномалиями в свободном воздухе (20—40 мгал) и региональным уменьшением аномалий Буге над гребневыми участками до 180 мгал; мощность коры под гребнем составляет 5—7 км.

Все сказанное выше подчеркивает значение Восточно-Тихоокеанского поднятия как принципиально нового типа структуры, но одновременно не оставляет возможности считать его «отцом» всех других структур. Выше были показаны индивидуальные особенности тихоокеанских геоблоков, возможность их сепаратной эволюции.

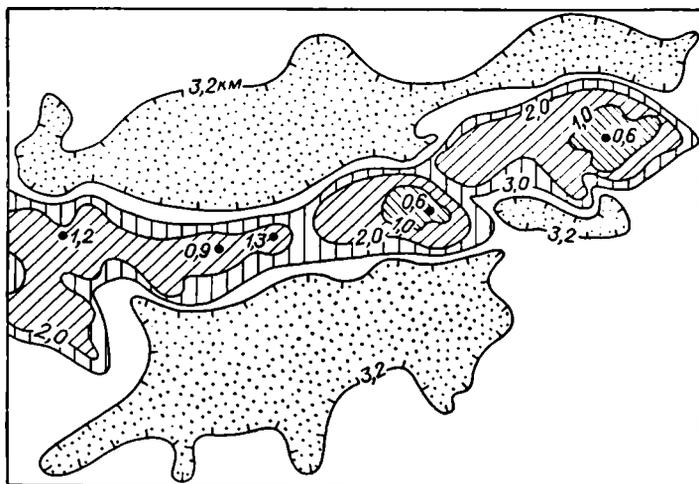
Так, в геоблоках Южном, Каролинском, Северо-Западном, Хесса и Центральном имеются поднятия (см. рис. 67) с мощной корой (35—42 км) или корой повышенной мощности (20—30 км). В некоторых из них встречаются гранитоиды (Новозеландское поднятие, поднятие Наска), базиты и гипербазиты (поднятие Манихики) и мелководная

Рис. 76. Разрез донных осадков экваториальной зоны Тихого океана по данным глубоководного бурения, по Г. В. Менарду [58].



а — в соответствии с глубинами океана; б — при выровненном уровне океанического дна. 1—4 — илы: 1 — фораминиферо-напопланктонные, 2 — радиоляриевые, 3 — радиоляриевые и напопланктонные, 4 — напопланктонные; 5 — напопланктонные и кремнесодержащие илы и кремнистые известняки; 6 — литологические границы установленные (а) и предполагаемые (б); 7 — геохронологические границы; 8 — базальты.

Рис. 77. Гипсометрическая схема части Северо-Западного подводного хребта (Императорских гор).



фауна (поднятие Шатского). Следует отметить еще одну их особенность — сопряженность обширных плато с линейно вытянутыми хребтами (например, плато Кэмпбелл и хр. Чатам) и вдающихся глубоко впадин — зародышей рифтов (впадина Баунти). Ранее была предложена гипотеза [48] о том, что перечисленные выше блоки, находящиеся сейчас в океане, составляют часть (далеко не единого), но достаточно обширного своеобразного поднятия — Пацифиды. Своеобразие его заключается в том, что в пределах большей части Пацифиды были лишь плиты — структурные образования типа Тунгусской синеклизы Сибирской платформы, где осадки эпиконтинентальных морей переслаиваются с основными вулканитами (траппами). Лишь по краям этих плит в линейных поднятиях могли внедряться небольшие тела гранитоидов. В просторах Тихого океана, вероятно, никогда не возникали сложные горные сооружения с мощным гранитно-метаморфическим слоем. Поэтому Пацифида, ее отдельные структурные подразделения и погружения имели базальтовый (базито-гранулитовый) цоколь. Разрушение таких плит, их расслаивание на отдельные блоки, раздвижение, поддвижение под соседние плиты или океанизация облегчались их сравнительно небольшой мощностью.

Небольшая мощность океанической коры, ее реакция на нагрузку и разгрузку, отток и приток мантийного вещества должны приводить к иным структурным формам, неизвестным на континентах и в транзиталах. Нарушение стабильности талассократона вследствие наличия тонкой коры, большой мощности астеносферы под ней, близкого расположения к поверхности Мохо очагов расплавления вещества ведет к формированию новых структур. На примерах периферических абиссальных впадин, окружающих поднятие Шатского (см. рис. 71), обрамления Императорских гор с симметрично расположенными прогибами (рис. 77), Гавайских островов, окаймленных прогибом и следующим за ним валом, можно убедиться в специфичности форм (и антиформ) тихоокеанских структур. Детализация рельефа Тихого океана на новых картах указывает на его более сложное строение, чем континентов.

Изложенный выше материал и многие из приведенных схем (см. рис. 69, 70, 75) устанавливают структурные различия между окраинами континентов, транзиталами и отдельными крупными частями Тихого океана.

В Восточной Азии крупные литосферные блоки — геоблоки — разделены близширотными зонами разного типа, представлявшими собой издавна существовавшие (протерозой, ранний палеозой) и активно (и часто длительно) развивавшиеся структурные швы. Они выражены в виде гигантских разломов (Становой линеймент), геосинклинальных складчатых сооружений (Монголо-Охотское, Циньлин), древних «кристаллических осей», регенерированных в мезозое (Яньшань). Активные сочленения геоблоков характеризуются их раздвигом, частичным обнажением «симатического дна» трогов и соответственно инициальным магматизмом и металлогенией. Древние широтные и близкие к ним системы срезаются более молодыми север-северо-восточного направления. Время их заложения — средний или поздний палеозой и нередко мезозой (Охотско-Корякская, Сихотэ-Алинская, Ниппонская, Катазиатская и некоторые индокитайские геосинклинали). Перикоеаническое обрамление Восточной Азии сохраняет север-северо-восточное и близмеридиональное простирание главных структурных элементов (островные дуги, глубоководные желоба). Аналогичные направления можно заметить для предположительно ранних структурных образований запада Тихого океана (поднятия Шатского, Онтонг-Джава).

Принципиально иной структурный рисунок и другие соотношения окраинно-континентальных и океанических линейментов наблюдаются на западе Северной и Южной Америки. Долготные или частично север-северо-западные геосинклинальные складчатые и близкие к ним структурные сооружения также нередко древнего (протерозой — поздний палеозой) заложения и унаследованного и (или) унаследованно-прерывистого развития сочетаются с весьма протяженными кайнозойскими широтными (на севере) и запад-северо-западными

линеаментами в Тихом океане. Картина соотношения тихоокеанских деформаций имеет планетарные масштабы, и они должны быть вызваны достаточно общими причинами. К ним могут быть отнесены ускорение и замедление вращения Земли, избирательное расширение (или сжатие), связанное с изменением радиуса Земли, и др.

Можно с полной уверенностью наметить *Великий Тихоокеанский геораздел*\* — важнейшую структурную линию тихоокеанского суперрегиона Земли. Она была обоснована еще в 1966 г. на XI сессии Тихоокеанского научного конгресса. Обобщения И. А. Соловьевой [77] показали, что глубинное строение земной коры к западу и востоку от Великого Тихоокеанского геораздела существенно различно (на западе 2-й слой 2 км и местами 1—2 км; 3-й слой — 5—7 км и иногда >9 км; на востоке 2-й слой <1 км, местами 1—2 км, 3-й слой <5 км).

Выше были показаны различия в полноте разреза и строения геоблоков запада и востока Тихого океана.

*Концепция блокового строения земной коры (и тектоносферы) прочно вошла в фонд основополагающих идей современной геологии. Важными структурными элементами являются геоблоки, несущие глубинные и поверхностные признаки. Геофизики их называют «неоднородностями», выделяемыми (С. И. Субботин и другие) по плотности, магнитности, электропроводности, упругим, реологическим, радиоактивным, тепловым и другим свойствам, что было отчасти показано выше. Геоблоки — понятие, несущее и определенную логическую нагрузку. «Блоки Земли» отражают особые свойства, неповторимые в естественных объектах. Как геоид соответствует реальной фигуре Земли с ее отклонениями от сфероида, так и термин «геоблок» наиболее приемлем для дискретных геологических тел, изолированных межблоковыми пластинами, клиньями, разломами и др. [49].*

В континентальном обрамлении Тихого океана различаются следующие геоблоки: 1) анастабильные (высокого стояния), характеризующиеся длительным воздыманием, сопровождающимся эрозией и мощной гранитизацией (Алдано-Становой геоблок); 2) катастабильные — продолжительного прогибания, заполненные мощными морскими осадками (Эроманга в Австралии); 3) мобильные (дифференцированные), в которых сосуществуют структуры различной подвижности — геосинклинальные складчатые системы, орогенные впадины, массивы (Аляскинский геоблок). К последнему типу относятся и геоблоки транзиталей — Охотский, Сулавеси и др., имеющие характерные особенности глубинного строения и магматизма. Собственно тихоокеанские геоблоки, как было показано ранее, имеют свои неповторимые черты.

Наблюдается закономерное увеличение геоблоков в направлении континент (до 1—1,5 млн. км<sup>2</sup>) → транзиталь (до 6 млн. км<sup>2</sup>) → океан (до 12—15 млн. км<sup>2</sup>), что уместно связывать с соответствующими мантийно-коровыми конвективными ячейками. Последнее, в свою очередь, зависит от глубины и мощности астеносферного слоя под этими глобальными подразделениями.

Главные структурные подразделения [46] и формационные ряды [50] показаны на итоговых табл. 5 и 6.

---

\* Термин «геораздел» предложен Д. П. Резвым для Азиатского меридионального линеамента особого рода.

Главные формационные ряды Тихоокеанского суперрегиона  
 (составил Л. И. Красный по материалам Е. Б. Бельтенева, Г. А. Кирилловой,  
 Л. И. Красного, В. И. Мурашко, Б. А. Натальина, П. Л. Безрукова, И. О. Мурдмаа  
 и других)

ТИХООКЕАНСКИЙ ПОДВИЖНЫЙ ПОЯС		ТИХИЙ ОКЕАН
<p>Континентальные окраины</p> <p>    Геосинклинали</p> <p>Вулканогенно-кремнистый            Андезито-граувакковый            Офиолитовый            Терригенный            Флишевый и флишоидный            Карбонатно-терригенный</p> <p>    Тетрагенальные            и послегеосинклиальные (орогенные)</p> <p>Дацит-липаритовый (и игнимбритов)            Андезито-дацитовый            Грубообломочный            Красноцветный и эвапоритовый            Угленосный</p>	<p>Транзитали</p> <p>Туфо-диатомитовый, туфо-кремнисто-терригенный, зеленотуфовый терригенный и карбонатно-терригенный турбидитный            Андезитовый и андезит-липарито-дацитовый            Дацит-липаритовый (и игнимбритов)</p>	<p>Океанические плиты (котловины)</p> <p>Гемипелагический глинистый и туфо-глинистый            Базальтовый (абиссальных холмов)</p> <p>    Пелагические</p> <p>Кремнисто-глинистый            Глинистый и туфоглинистый (с диатомовыми в прохладных водах)            Карбонатный и кремнисто-карбонатный            Железисто-марганцовисто-карбонатный            Рифовый карбонатный (20° с. ш. — экватор — 20° ю. ш.)</p> <p>    Вулканогенные пояса и нагорья</p> <p>Вулканический базальтовый</p> <p>    Восточно-Тихоокеанское поднятие (подвижный пояс)</p> <p>Толит-базальтовый (обычно примитивные бедные щелочами базальты)            Габбро-перидотитовый (близкий к офиолитовому)</p>

Глобальные структуры	Подвижные пояса, области, системы	
<b>Окраины континентов</b>	<b>Геосинклинальные складчатые области</b>	
	Геосинклинальные прогибы Внутренние Внешние (пригеосинклинальные)	Геоантиклинальные поднятия Внутренние Внешние Кордильеры
<b>Транзитали</b>	<b>Негеосинклинальный ряд структур</b>	
	Тетрагенальные области и системы Плутоногенные области Горные глыбовые и сводово-глыбовые области  Станового типа «Хребтов и бассейнов»  <b>Вулканогенные пояса</b> Окраинноконтинентальные Внутриконтинентальные	Пограничные системы  Перикратонные прогибы Краевые складчато-надвиговые системы  Краевые прогибы
<b>Тихий океан</b>	<b>Периокеанические пояса</b>	
	Системы островных дуг Геоантиклинальные поднятия Надводные Подводные Тыловые прогибы  Восточно-Тихоокеанский подвижный пояс  Рифтогенальные системы	Глубоководные желоба

## Главнейшие структуры Тихоокеанского сегмента земли

Стабильные и близкие к ним структуры

## Молодые платформы

Кряжи

Своды

Внутренние гряды

Шельфовые области  
(морские плиты)

Массивы

Прогобы

Впадины

Плиты

Мегавалы

Валы

Мегакупола

Массивы

Пограничные

Срединные

Краевые

## островных дуг

Глубоководные котловины

Геомаргинальные системы

Континентальный склон

Континентальный уступ

## Талассократон

Перикратонные океанические  
валы

Талассоплены

Абиссальные депрессии

Краевые и внутренние под-  
нятия («океанские земли»)Вулканогенные пояса и на-  
горья, сопряженные с ними  
прогибы

Краевые плато

Синеклизы

1. Ассоциация щелочных базальтоидов Курильской островной дуги. — «Тр. Сахалин. НИИ ДВНЦ АН СССР», 1974, вып. 31, с. 172—181. Авт.: Э. Н. Казакова, Ю. Л. Неверов, К. Ф. Сергеев, М. И. Стрельцов.
2. Безруков П. Л. (ред.). Осадкообразование в Тихом океане. Кн. 1—2. М., «Недра», 1970, кн. 1, 427 с., кн. 2, с. 4—9.
3. Белый В. Ф. Стратиграфия и возраст вулканических накоплений Охотско-Чукотского пояса. — В кн.: Мезозой Северо-Востока СССР. Магадан, 1975, с. 107—109.
4. Беляевский Н. А. Земная кора в пределах территории СССР. М., «Недра», 1974. 280 с.
5. Беляевский Н. А., Родников А. Г. Строение земной коры островных дуг и дальневосточных морей. — «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1971, № 1, с. 5—24; № 2, с. 17—35.
6. Бейли Э. Г., Блейк М. К. Офиолиты Тихоокеанского пояса. — В кн.: Офиолиты в земной коре. М., «Наука», 1973, с. 35—37.
7. Билибин Ю. А. Избр. труды. Т. 1—2. М., Изд-во АН СССР, 1958—1959, т. 1, 432 с., т. 2, 499 с.
8. Богданов Н. А. Палеозойские геосинклинали обрамления Тихого океана. М., «Наука», 1975. 258 с.
9. Боголепов К. В., Чиков Б. М. Геология дна океанов. М., «Наука», 1976. 247 с.
10. Бородин Л. С. (ред.). Главнейшие провинции и формации щелочных пород. М., «Наука», 1974. 376 с.
11. Браун Д., Кэмпбелл К., Крук К. Геологическое развитие Австралии и Новой Зеландии. М., «Мир», 1970. 348 с.
12. Быковская Е. В. Восточно-Сихотэ-Алинский вулканоген. — В кн.: Геология Северо-Восточной Азии. Л., «Недра», 1973, с. 214—228.
13. Быковская Е. В., Таркнаев А. А., Кангур М. А. Глубинная блоковая тектоника и магматизм Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. — В кн.: Глубинное строение, магматизм и металлогения тихоокеанских вулканических поясов. Владивосток, 1976, с. 124—125.
14. Вулканы и четвертичный вулканизм Срединного хребта Камчатки. М., «Наука», 1972. 190 с. Авт.: Н. В. Огородов, Н. Н. Кожемяка, А. А. Важеевская, А. С. Огородова.
15. Гаврилов В. К., Соловьева Н. А. Щелочные базальтоиды в юрских — нижнемеловых отложениях Сахалина. — «Докл. АН СССР», 1975, т. 223, № 1, с. 172—175.
16. Гапеева Г. М. Петрология неоген-четвертичных базальтоидов северо-западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса. М., «Недра», 1971, с. 126—146. (Тр. ВСЕГЕИ, т. 174).
17. Геология СССР. Т. 19. Хабаровский край и Амурская область. Ч. 1. Геологическое описание. М., «Недра», 1966. 736 с.
18. Геология СССР. Т. 30. Северо-Восток СССР. Геологическое описание. М., «Недра», 1970. 536 с.
19. Геология СССР. Т. 32. Приморский край. Ч. 1. Геологическое описание. М., «Недра», 1969. 696 с.
20. Геология и полезные ископаемые Корякского нагорья. Л., «Недра», 1965. 342 с. Авт.: Б. Х. Егизаров, О. П. Дундо, Л. И. Анисеева и др.
21. Геология Кореи. М., «Недра», 1964. 264 с.
22. Геология Северо-Восточной Азии. Т. 1—4. Л., «Недра», 1972—1973, т. 1, 187 с.; т. 2, 527 с.; т. 3, 395 с.; т. 4, 324 с.
23. Геология Юго-Восточной Азии. Индокитай. М., «Недра», 1969. 238 с. Авт.: Г. А. Кудрявцев, В. Б. Агентов, Ю. Г. Гатинский, А. В. Мишина.
24. Геологическое строение СССР. Т. 3. Магматизм. М., «Недра», 1968. 640 с.
25. Геолого-геофизические данные о строении шельфа и континентального склона залива Петра Великого (Японское море). — В кн.: Вопросы геологии и геофизики окраинных морей северо-западной части Тихого океана. Владивосток, 1974, с. 134—144. Авт.: Р. Г. Кулинич, Б. И. Васильев, П. А. Строев, Ю. В. Шевалдин.
26. Геофизика дна Тихого океана. Под ред. Г. Б. Удинцева, В. Ф. Канаева. М., «Наука», 1974. 192 с.
27. Гельман М. Л. Чукотская складчатая область. — В кн.: Геология СССР, т. 30. М., «Недра», 1970, с. 126—141.
28. Гершанович Д. Е., Дмитриенко А. И. Геоморфология и некоторые вопросы тек-

- тонического строения моря Скотия. — В кн.: Тектоника, сейсмичность и геодинамика юго-восточного обрамления Тихого океана. М., «Сов. радио», 1975, с. 65—81.
29. *Глуховский М. З., Павловский Е. В.* К проблеме ранних стадий развития Земли. — «Геотектоника», 1973, № 2, с. 3—7.
  30. *Гринберг Г. А.* Докембрий Охотского массива. М., «Наука», 1968. 187 с.
  31. *Грикуров Г. Э.* Геология Антарктического полуострова. М., «Наука», 1973. 119 с.
  32. *Делингер П.* Гравитационное поле Тихого океана и его связь с рельефом и геологическим строением. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., «Мир», 1972, с. 300—310.
  33. *Докембрий Тихоокеанского подвижного пояса.* М., «Наука», 1973. 179 с.
  34. *Загрузина И. А.* Петрологические особенности и абсолютный возраст мезозойских гранитоидов Северо-Востока СССР. Автореф. дис. Новосибирск, 1972. 41 с.
  35. *Залищак Б. Л.* Кокшаровский массив ультраосновных и щелочных пород (Южное Приморье). М., «Наука», 1969. 116 с.
  36. *Залищак Б. Л.* Формации щелочных пород Дальнего Востока. — В кн.: Магматические комплексы Дальнего Востока. Владивосток, 1971, с. 54—66.
  37. *Зимин С. С.* Парагенезы офиолитов и верхняя мантия. М., «Наука», 1973. 251 с.
  38. *Интрузивные серии Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья, их рудность и происхождение.* М., «Наука», 1967. 383 с. Авт.: Э. П. Изох, В. В. Русс, И. В. Кунаев, Г. И. Наговская.
  39. *Карсаков Л. П.* Геология и петрология гранулитового комплекса восточной части Станового хребта. Автореф. дис. Владивосток, 1973. 23 с.
  40. *Кинг Ф.* Кордильеры Северной Америки. — В кн.: Вопросы тектоники Северной Америки. М., Изд-во Моск. ун-та, 1969. 178 с.
  41. *Кинг Ф.* Тектоника Северной Америки. М., Изд-во Моск. ун-та, 1972. 273 с.
  42. *Колотухина С. Е., Григорьева А. А.* Геология месторождений редких элементов Южной Америки. М., «Наука», 1968. 298 с.
  43. *Колотухина С. Е., Клаповская А. И., Рожанец А. В.* Геология и экономика месторождений редких элементов Австралии. М., «Наука», 1974. 270 с.
  44. *Короновский Н. В.* К проблеме игнибритов. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1976, т. 51, вып. 5, с. 106—120.
  45. *Кропоткин П. Н., Шахварстова К. А.* Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана. М., «Наука», 1965. 365 с.
  46. *Красный Л. И.* Основы геолого-структурного районирования Тихоокеанского подвижного пояса. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М., «Наука», 1973, с. 7—18.
  47. *Красный Л. И.* Геоблоки и тектоника плит. — В кн.: Геофизический сборник, вып. 70. Киев, «Наукова думка», 1976, с. 56—63.
  48. *Красный Л. И.* Система глыбового раздробления Восточной Азии и западной части Тихого океана. — Докл. АН СССР, 1974, № 214, 2, с. 414—417.
  49. *Красный Л. И.* Геоблоки. — «Геотектоника», 1967, № 5, с. 103—120.
  50. *Красный Л. И., Белытнев Е. Б.* Структурно-формационные особенности окраин континентов Тихоокеанского подвижного пояса. — В кн.: Тектоника и структурная геология. Планетология. М., «Наука», 1976, с. 101—107.
  51. *Куно Х.* Латеральная вариация базальтовой магмы вкост окраин континентов и островных дуг. — В кн.: Окраины континентов и островные дуги. М., «Мир», 1970, с. 249—262.
  52. *Латеральная зональность магматизма и металлогения Юго-Восточной Азии и ее связь с зонами Беньюфа.* — В кн.: Металлогения и новая глобальная тектоника. Л., с. 98—100. Авт.: И. В. Виноградов, Ю. Г. Гатинский, А. В. Мишина и др.
  53. *Ленников А. М.* Петрология Джугджурского анортозитового массива. М., «Наука», 1968. 156 с.
  54. *Ломизе М. Г.* Донеогеновый вулканизм и тектоника Чилийско-Аргентинских Анд. — В кн.: Тектоника, сейсмичность и геодинамика юго-восточного обрамления Тихого океана. М., «Сов. радио», 1975, с. 5—76.
  55. *Лопатин Б. Г.* Антарктический вулканогенный пояс. — «Антарктика», 1973, вып. 12. 175 с.
  56. *Магматизм и полезные ископаемые Северо-Восточной Кореи и Юга Приморья.* Ред. Е. А. Радкевич. М., «Наука», 1966. 223 с.
  57. *Менард Г. У.* Геология дна Тихого океана. М., «Мир», 1966. 275 с.
  58. *Менард Г. У.* История океанических котловин. — В кн.: Природа твердой Земли. М., «Мир», 1975, с. 252—268.
  59. *Милановский Е. Е.* Кайнозойский орогенез Центральных Анд. — В кн.: Тектоника, сейсмичность и геодинамика юго-восточного обрамления Тихого океана. М., «Сов. радио», 1975, с. 76—161.

60. *Минато М., Гораи М., Фунахаси М.* (ред.). Геологическое развитие Японских островов. М., «Мир», 1968. 719 с.
61. *Молчанова Т. В.* Место мезозойского гранитоидного магматизма в структурах Тихоокеанского тектонического пояса. — «Геотектоника», 1973, № 1, с. 81—95.
62. *Мошкин В. Н., Дзегелайская И. Н., Миронюк Е. П.* Становая складчатая система. — В кн.: Геологическое строение СССР, т. 3. М., «Недра», 1968, с. 98—109.
63. *Мураучи С.* Обновление островных дуг и тектоники окраинных морей. — В кн.: Глубинная структура дальневосточных морей и островных дуг. — «Тр. Сахалин. НИИ ДВНЦ АН СССР», 1972, вып. 33, с. 47—69.
64. *Некрасов Г. Е., Заборовская Н. Б., Гельман М. Л.* Тектоника зоны перехода мезозой к структурам Корьякско-Камчатской складчатой области на примере п-ова Тайгонос. — В кн.: Мезозойский тектогенез. Магадан, 1971, с. 80—87.
65. *Основы тектоники Китая.* М., Госгеолтехиздат, 1962. 524 с.
66. *Похвиснева Е. А., Пачаева И. А.* Щелочные провинции Северной Америки. — В кн.: Главнейшие провинции и формации щелочных пород. М., «Наука», 1974, с. 248—295.
67. *Путинцев В. К.* История геологического развития и plutонические формации областей тектоно-магматической активизации юга Дальнего Востока. Автореф. дис. Л., ВСЕГЕИ, 1974. 40 с.
68. *Пушаровский Ю. М.* Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М., «Наука», 1972. 222 с.
69. *Раабен В. Ф., Галимова Л. В.* Особенности нефтегазоносности молодых платформ мира. — В кн.: Молодые платформы и их нефтегазоносность. М., «Наука», 1975, с. 107—124.
70. *Равич М. Г., Грикуров Г. З.* Основные черты тектоники Антарктиды. — «Сов. геология», 1970, № 1, с. 12—28.
71. *Равич М. Г., Каменев Е. Н.* Кристаллический фундамент Антарктической платформы. Л., «Гидрометеоздат», 1972. 658 с.
72. *Региональная стратиграфия Китая.* М., ИЛ, т. 1, 1960. 660 с.; т. 2, 1963. 274 с.
73. *Родников А. Г., Родникова Р. Д.* Японо-Сахалинская островная дуга. М., «Наука», 1974. 73 с.
74. *Ротман В. К.* Блоковое строение и особенности металлогении вулканических дуг Восточной Азии. — В кн.: Глубинное строение, магматизм и металлогения тихоокеанских вулканических поясов. Владивосток, 1976. 41 с.
75. *Ротман В. К.* Палеовулканизм островных дуг северо-западной части Тихого океана и некоторые аспекты «новой глобальной тектоники». — «Тр. ВСЕГЕИ», 1975, т. 234, с. 138—148.
76. *Ротман В. К., Марковский Б. А.* К и Rb в вулканических породах Камчатки как индикаторы позднекайнозойской вулканотектонической эволюции. — «Докл. АН СССР», 1975, 222, № 4, с. 917—920.
77. *Соловьева И. Л.* Особенности глубинного строения земной коры Тихого океана. — «Геотектоника», 1976, № 3, с. 6—25.
78. *Смирнов А. М.* Докембрий северо-запада Тихоокеанского подвижного пояса и его платформенного обрамления. Автореф. дис. М., «Наука», 1976. 24 с.
79. *Смирнов А. М., Шувальдинер В. И., Фалькин Е. М.* Архей юго-востока Сибири и прилегающих районов и некоторые закономерности развития земной коры на ранних этапах. — В кн.: Тектоника Сибири, т. 3. М., «Наука», 1970, с. 156—163.
80. *Стратиграфия меловых отложений Охотско-Чукотского вулканического пояса (бассейны рек Пенжины, Еропола, Анадыря).* — «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1977, № 2, с. 16—20. Авт.: Н. И. Филатова, Е. Л. Лебедев, А. И. Дворянник, А. Б. Цукерник.
81. *Структурно-магматическая зональность и металлогения западной части Тихоокеанского пояса.* — «Геотектоника», 1973, № 5, с. 3—21. Авт.: Л. П. Зоненшайн, М. И. Кузьмин, В. И. Коваленко и др.
82. *Субботин С. И., Сологуб Д. Б., Чекунов А. В.* Строение и эволюция земной коры Украинны и сопредельных регионов Тэтиса в свете новых данных и предположений. Киев, «Наукова думка», 1976, с. 13—45.
83. *Тарарин И. А.* Минеральные фации гранитоидов малой и средней глубинности Дальнего Востока. М., «Наука», 1971. 144 с.
84. *Тектоника Евразии.* Под ред. А. Л. Яншина. М., «Наука», 1967. 487 с.
85. *Тектоническая эволюция Анд.* — В кн.: Тектоника, сейсмичность и геодинамика юго-восточного обрамления Тихого океана. М., «Сов. радио», 1975, с. 7—18. Авт.: Ю. М. Пушаровский, И. В. Архипов, М. Г. Ломизе.
86. *Тильман С. М.* Сравнительная тектоника мезозойд севера Тихоокеанского кольца. Новосибирск, «Наука», 1973. 325 с.

87. Удинцев Г. Б. Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. М., «Наука», 1972. 394 с.
88. Федорченко В. И. Генетические типы четвертичных вулканов Курильских островов и перспективы их сероносности. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1969, № 9, с. 100—107.
89. Филатова Н. И. Формации и тектоника Охотско-Чукотского пояса в бассейне р. Пенжина. — «Геотектоника», 1974, № 2, с. 67—82.
90. Фрейд Г. М., Рыбалко В. И. Вулкано-тектонические структуры Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Томск, Изд-во Томск. ун-та, 1972. 150 с.
91. Хаин В. Е. Проблемы тектоники Мексикано-Карибского региона. — В кн.: Тектоника, сейсмичность и геодинамика юго-восточного обрамления Тихого океана. М., «Сов. радио», 1975, с. 20—60.
92. Хаин В. Е. Региональная геотектоника. М., «Недра», 1971. 547 с.
93. Шенард Ф. П. Морская геология. Л., «Недра», 1976. 488 с.
94. Штилле Г. Избранные труды. М., «Мир», 1964. 887 с.
95. Шульдинер В. И. Докембрий на севере Тихоокеанского кольца. Новосибирск, «Наука», 1973. 172 с.
96. Энгель А. Е. Дж., Энгель В. Г. Горные породы ложа океана. — В кн.: Основные проблемы океанологии. М., «Наука», 1968, с. 183—217.
97. Эрлих Э. Н. Современная структура и четвертичный вулканизм западной части Тихоокеанского кольца. Новосибирск, «Наука», 1973. 242 с.
98. Andean magmatism: its paleogeographic and structural setting in the central part (30—35° C) of the Southern Andes. — Pacific Geol., 1974, vol. 8, p. 1—38. Auth.: L. Aguirre, R. Charrier, I. Davidson a. o.
99. Alfeld F., Schneider-Scherbina A. Los yacimientos minerales y de hidrocarburos de Bolivia. — Bol., 1964, № 5. 388 p.
100. Almeida F. F. M. de. Geochronological division of the Precambrian of South America. — Rev. Brasil. Geochim., 1971, 1, № 1, p. 13—21.
101. Armstrong R. L. Magmatism, orogenic timing, and orogenic diachronism in the Cordillera from Mexico to Canada. — Nature, 1974, vol. 247, № 5440, p. 24—39.
102. Baker P. E. Comparative volcanology and petrology of the Atlantic Island-arcs. — Bull. Volcanol., 1968, 32, № 1, p. 188—206.
103. Baker P. E., Buckley F., Holland I. G. Petrology and Geochemistry of Easter Island. — Contribs. Min., Petrol., 1974, 44, p. 85—100.
104. Bennison A. P. US Geological Highway. Map of the State of Hawaii. AAPG, 1974.
105. Boteman P. C., Wahrhaftig C. Geology of the Sierra Nevada. Geology of Northern California. — Bull., 1966, № 190, p. 107—172.
106. Brothers R. N. Petrochemical affinities of volcanic rocks from the Tonga — Kermadec island arc Southwest Pacific. — Bull. Volcanol., 1970, 34, № 1, p. 308—329.
107. Campbell C. J. Colombian and Ecuadorian Andes. — In: Mesozoic-Cenozoic orogenic belts, Edingburgh, 1974, p. 725—732.
108. Case J. E., Macdonald W. D. Regional gravity Anomales and Crustal Structure in Northern Colombia. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1973, vol. 9, 84, p. 2905—2916.
109. Christopher B. The rubidium-strontium ages of some Tasmanian igneous rocks. — J. Geol. Soc. Austral., 1966, vol. 13, № 2, p. 457—469.
110. Churkin M., McKee E. H. Thin and Layered subcontinental crust of the Great Basin western North America inherited from paleozoic marginal Ocean Basins? — Tectonophysics, 1974, № 23, p. 1—15.
111. Cloud P. Precambrian of North America. — Geotimes, 1971, 16, № 3, p. 4—7.
112. Cobbing E. J., Pither W. S. The coastal batholith of central Peru. — Geol. Soc., 1972, vol. 128, pt. 5, p. 421—460.
113. Coleman R. C. Glaucofane schists from California and New Caledonia. — Tectonophysics, 1967, vol. 4, № 4—6, p. 479—499.
114. Colley H., Warden A. J. Petrology of the New Hebrides. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1974, 85, № 10, p. 1635—1646.
115. Collins C. B., Farquhar R. M., Russel R. D. Isotopic constitution of radiogenic leads and the measurements of geological time. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1954, 65, № 1, p. 1—21.
116. Crustal Extension between the Tokyo and Lan Ridges. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1972, vol. 83, p. 505—518. Auth.: J. G. Sclater, J. W. Hawkins, J. Mammericks, C. G. Chause.
117. Cullen D. J. Quaternary volcanism of the Antipodes Islands its bearing on structural interpretation of the South West Pacific. — J. Geophys. Res., 1969, 74, № 17, p. 4213—4220.

118. *Davis C. A.* Metamorphic and granitic history of the Klamath Mountains. — Bull. Calif. Div. Min., Geol., 1966, № 190, p. 39—50.
119. *Dengo G.* Geological Structure of Central America. — Miami Univ., Studies in Tropical Oceanography, 1967, № 5, p. 56—73.
120. *Dickinson W. R.* Petrogenetic significance of Geosynclinal andesitic volcanism along the Pacific margin of North America. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1962, vol. 73, № 10, p. 1241—1256.
121. *Dickinson W. R.* Sedimentation of volcanoclastic strata of the Pliocene Koromavua group in Northwest Viti Levu, Fiji. — Amer. J. Sci., 1968, 266, № 6, p. 440—453.
122. *Dickinson W. R.* Sedimentary basins developed during evolution on Mesozoic-cenozoic arc-trench system in western North America. — Can. J. Earth Sci., 1976, 13, p. 1268—1287.
123. *Dietz R. S., Menard H.W.* Hawaiian swell, deep, and arch, and subsidence of the Hawaiian Islands. — J. Geol., 1953, 61, p. 99—113.
124. *Distribution and petrology of Late Cenozoic volcanoes in Papua New Guinea.* — In: The Western Pacific island arcs, marginal seas, geochemistry. Univ. West. Austral. Press, 1973, p. 523—533. Auth.: R. W. Johnson, D. E. Mackenzie, J. E. Smith, G. A. M. Taylor.
125. *Douglas R. J. W.* Geology and economic minerals of Canada. — Dept. Energ. Mines Resources Canada, 1970, p. 116—118.
126. *Eardley A. J.* Structural geology of North America. 2-ed. Harper a. Row, 1962. 624 p.
127. *Engel E. E. J., Engel C. C., Havens R. H.* Chemical characteristics of oceanic basalts and the upper mantle. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1965, vol. 76, № 7, p. 719—734.
128. *Ewart A., Bryan W.* The petrology and geochemistry of the Tonga islands. — In: The Western Pacific island arcs, marginal seas, geochemistry. Univ. West. Austral. Press, 1973, p. 503—522.
129. *Gates O., Powers H. A., Wilcox R. E.* Geology of the Near Islands, Alaska. — Washington, U. S. Gov. print. off., 1971. 822 p.
130. *Geology of Australia 1: 10 000 000 map* compiled by G. W. D'Addario, W. D. Palfreyman, J. M. Bultitude. Australia, 1976.
131. *Geology of the Volcan Chico area on Sierra Negra Volcano, Galapagos.* — Bull. Geol. Soc. Amer., 1973, 84, № 7, p. 2455—2469. Auth.: I. R. Delaney, W. E. Colony, T. M. Cerlach, B. E. Nordlic.
132. *Gervasio F. C.* Age and nature of orogenesis of the Philippines. — Tectonophysics, 1967, vol. 4, № 4—6, p. 379—402.
133. *Gill J. B.* Geochemistry of Viti Levu, Fiji and its evolution as an island arc. — Contribs. Mineral. Petrol., 1970, 27, № 3, p. 179—203.
134. *Gunn P. J.* Mesozoic-cainozoic tectonics and igneous activity: Southeastern Australia. — J. Geol. Soc. Australia, 1975, 22, № 2, p. 215—221.
135. *Guzman E. J., Cserna Z. de.* Tectonic history of Mexico. — Mem. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1963, № 2, p. 113—129.
136. *Haile N. S.* Borneo. — In: Mesozoic-Cenozoic orogenic belts. Edinburgh, 1974, p. 346—347.
137. *Halpern M.* Regional geochronology of Chile south of 50° latitude. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1973, vol. 84, № 7, p. 2407—2422.
138. *Hamilton W.* Mesozoic California and the underflow of Pacific mantle. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1969, vol. 80, № 12, p. 2409—2430.
139. *Hutchinson C. S.* Ophiolite in Southeast Asia. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1975, vol. 86, № 6, p. 797—806.
140. *Jakes P., White A. J. R.* Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1972, 83, № 1, p. 29—40.
141. *Jacson E. D., Silver E. A., Darlymple G. B.* Hawaiian—Emperor Chain and its relation to Cenozoic circum-pacific tectonics. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1972, vol. 83, № 3, p. 601—617.
142. *Karig D. E.* Origin and development of marginal basins in the Western Pacific. — J. Geophys. Res., 1971, vol. 76, № 11, p. 2542—2561.
143. *Kuroda J.* Ultrabasic Rocks in Japan. — J. Geol. Soc. Japan, 1967, vol. 73, № 12, p. 543—553.
144. *Lanphere M. A., Reed B. L.* Timing of mesozoic and cenozoic plutonic events in Circum-Pacific North America. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1973, vol. 84, № 12, 1973, p. 3773—3782.
145. *Late mesozoic igneous Activity in the inner side of South-West Japan.* — Pacific Geology, 1968, № 1. Auth.: K. Ichikawa, N. Murakami, A. Hase, K. Wadatsumi.

146. *Lathram E. H.* Alaska. — In: Mesozoic-cenozoic orogenic belts. Edinburgh, 1974.
147. *Leitch E. C., Fisher D., Mason D. R.* A suggested orogenic break within the metamorphic rocks of the Arunta Complex, Central Australia. — Search, 1970, 1, № 4, 159 p.
148. *Ludwig W. J., Murouchi S., Houtz E. E.* Sediments and structure of the Japan Sea. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1975, vol. 86, № 5, p. 651—664.
149. *Major-element* petrochemistry of some extrusive rocks from the volcanically active Mariana islands. — Bull. Volcanol., 1974, 38, № 2, p. 361—377. Auth.: E. E. Larson, R. Z. Reynolds, R. Merrill et al.
150. *Matsumoto T.* Geological history of the Circum-Pacific region. (With special reference to the Mesozoic and pre-Mesozoic history of Japan). 1975, 7, p. 461—471.
151. *McDonald W. D., Hurley P. M.* Precambrian gneisses from northern Colombia, South America. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1969, vol. 80, № 9, p. 38—49.
152. *Miyashiro A.* Classification, characteristics and origin ophiolites. — J. Geol., 1975, vol. 83, № 2, p. 249—283.
153. *Morphy R. W.* Tertiary basins of Southeast Asia. — Seapex Proceedings, 1975, vol. 11, p. 1—36.
154. *Mossman R. W., Vinegra F.* Complex fault structures in Veracruz Province of Mexico. — Bull. Amer. Assoc. Geol., 1976, vol. 60, № 3, p. 379—388.
155. *Nash W. P.* Mineralogy and petrology of the iron Hill carbonatite complex, Colorado. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1972, vol. 83, № 5, p. 1361—1382.
156. *Ninkovich D., Hays J. D.* Mediterranean island arcs and origin of high potash volcanoes. — Earth Planet. Sci. Zett., 1972, 16, № 3, p. 331—345.
157. *Olson W. S.* Deep Sea Trenches and the Compression Assumption: Discussion. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1974, vol. 58, № 12, p. 2522—2534.
158. *Oyarzun J., Villalobos J.* Recompilación de analisis químicos de rocas Chilenas. — Publ. Univ. Chile, Dept. geol., 1969, № 33, 47 p.
159. *Packham G. H., Falvey D. A.* An Hypothesis for the formation of marginal seas in the Western Pacific. — Tectonophysics, 1971, vol. 11, № 12, p. 79—109.
160. *Petö P.* Plutonic evolution of the Canadian Cordillera. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1974, vol. 85, № 8, p. 1269—1276.
161. *Pichler H., Zeil W.* Quartäre «Andesit-Formation» in der Hochkordillere Nord Chile. — Geol. Rdsch., 1970, Bd 59, H. 3, p. 866—903.
162. *Pichler H., Weyl R.* Petrochemical aspects of Central American Magmatism. — Geol. Rdsch., 1973, Bd 62, № 2, p. 357—396.
163. *Reiter M., Edwards C. L., Hartman H.* Terrestrial Heat Flow along the Rio Grande Rift, New Mexico and Southern Colorado. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1975, vol. 86, № 6, p. 811—818.
164. *Rodgers K. A.* A comparison of the geologia of the Papuan and New Caledonian Ultramafics belts. — J. Geol., 1975, vol. 83, № 1, p. 33—47.
165. *Sauer W.* Geologie von Ecuador. Gebrüder Borntraeger. Berlin—Stuttgart, 1971.
166. *Schmidt R. G.* Geology of Saipan, Mariana islands, Pt. z. Petrol. soils. Chap. B. Petrol. of volcanic rocks. — U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, 1957, № 280-B.
167. *Seismic studies* on the Ontong Java plateau, 1970. — Tectonophysics, 1976, 34, p. 71—90. Auth.: A. S. Farumoto, J. P. Webb, M. E. Odegard, D. M. Hussing.
168. *Silver E. A., Case J. E., Maccillavry H. J.* Geophysical study of the Venezuelan Borderland. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1975, vol. 86, 11, p. 213—226.
169. *Smith A. G.* Plate tectonics and orogeny: a review. — Tectonophysics., 1976, 33, p. 215—285.
170. *Stark J. T.* Petrology of the volcanic rocks of Guam. — U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, 1963, № 403-C, p. 1—32.
171. *Stewart J. W., Evernden J. F., Snelling N. J.* Age determinations from Andean Peru: a reconnaissance survey. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1974, vol. 85, № 7, p. 1107—1116.
172. *Taylor P. T., Neill J. O.* Results of an aeromagnetic survey in the Gulf of Alaska. Amer. geophys. Union, 1974, p. 719—723.
173. *Thompson R. B.* Ultrabasic rocks of the Solomons. — J. Geol. Geophys., 1967, 10, № 5, p. 1191—1193.
174. *Tomblin J. F.* The Zesser Antilles and Aves Ridge. — In: The Ocean basins and margins, vol. 3. The Gulf of Mexico and the Caribbean. Plenum Press, New York, London, 1975, p. 467—500.
175. *Visser W. A., Hermes J. J.* Geological results of the exploration for oil in Netherlands New Guinea Verhand. Koninkl. — Nederlands geologisch mijnbouw genootschap, 1962, № 20, 265 p.
176. *Wheeler H. E., Coombs H. A.* Late Cenozoic mesa basalt sheet in Northwestern United States. — Bull. Volcanol., 1967, t. 31, p. 21—44.

# ОГЛАВЛЕНИЕ

## Предисловие . . . . .

### Магматизм

Докембрийские магматические образования (А. М. Смирнов, А. М. Ленников) 7  
Ранний докембрий — 7. Катархей (?) и ранний архей — 8. Поздний архей — 13.  
Средний докембрий — 17. Поздний докембрий — 20. Общие черты развития магма-  
тизма в докембрии — 24.

Фанерозойские плутонические образования . . . . . 25  
Базиты и гипербазиты (С. С. Зимин, Г. Н. Старков, Д. Ф. Семенов, В. В. Слюдке-  
вич, Б. К. Долматов) — 25. Гранитоиды (И. А. Загрузина, В. К. Пугинцев,  
П. Е. Бевзенко) — 41. Щелочные магматические породы (Б. Л. Залищак) — 66.

Окраинно-континентальные вулканогенные пояса . . . . . 83  
Запад Северной и Южной Америки (М. Г. Ломизе) — 83. Притихоокеанская Антар-  
ктида (М. Г. Ломизе) — 94. Северо-Восточная Азия (Н. П. Филатова) — 95. Восточ-  
ная и Юго-Восточная Азия (Ю. Г. Гатинский) — 106. Позднекайнозойский вулканизм  
(Н. В. Короновский) — 119. Общая схема развития вулканогенных поясов обрамле-  
ния Тихого океана — 130. Магматизм островных дуг (В. К. Ротман) — 133. Вулка-  
низм Тихого океана (В. Г. Сахно) — 160.

### Тектоника (Л. И. Красный)

Континентальные окраины . . . . . 178  
Восточная Азия — 178. Восточная Австралия — 187. Северная Америка — 192. Цен-  
тральная Америка — 202. Южная Америка — 202.

Переходная зона от континентов к Тихому океану . . . . . 208

Тихий океан . . . . . 224

Заключение . . . . . 237

Список литературы . . . . . 242

ИБ № 2261

**ГЕОЛОГИЯ ТИХООКЕАНСКОГО  
ПОДВИЖНОГО ПОЯСА  
И ТИХОГО ОКЕАНА**

Т О М 2

МАГМАТИЗМ И ТЕКТОНИКА

Редактор издательства Т. М. Пономарева  
Суперобложка и переплет художника А. И. Приймака  
Технический редактор А. Б. Ящуржинская  
Корректоры М. И. Витис, В. Н. Малахова

Сдано в набор 17.02.78. Подписано в печать 28.08.78. М-32357.  
Формат 70×100<sup>1/16</sup>. Бумага тип. № 1. Гарнитура литературная.  
Печать высокая. Печ. л. 15,5. Усл.-печ. л. 20,15. Уч.-изд. л. 20,71.  
Тираж 1500 экз. Заказ 597/495. Цена 3 р. 60 к.

Издательство «Недра», Ленинградское отделение.  
193171, Ленинград, ул. Фарфоровская, 12.

Типография № 2 Ленуприздата. 192104, Ленинград, Лятей-  
ный пр., 55.

**ГЕОЛОГИЯ ТИХООКЕАНСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА И ТИХОГО ОКЕАНА. В двух томах.**

**ТОМ 1. СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОБИОГЕОГРАФИЯ.**

КНИГА ЯВЛЯЕТСЯ ПЕРВОЙ СВОДКОЙ ПО СТРАТИГРАФИИ И ПАЛЕОБИОГЕОГРАФИИ ФАНЕРОЗОЯ ОБШИРНОГО ТИХООКЕАНСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА И ТИХОГО ОКЕАНА. В НЕЙ ЗАЛОЖЕНЫ ОСНОВЫ МЕЖРЕГИОНАЛЬНОЙ КОРРЕЛЯЦИИ ОТЛОЖЕНИЙ ЭТОГО СЕКТОРА ЗЕМЛИ. ШИРОКО ИСПОЛЬЗОВАНЫ НОВЕЙШИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ТИХОГО ОКЕАНА И КРАЕВЫХ МОРЕЙ С ПОМОЩЬЮ ГЛУБОКОВОДНОГО БУРЕНИЯ И ДРАГИРОВАНИЯ. ПРОВЕДЕНО ПАЛЕОБИОГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ПО РАЗЛИЧНЫМ ГРУППАМ ФАУНЫ, СОСТАВЛЕНЫ ПАЛЕОБИОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ КАРТЫ-СХЕМЫ ДЛЯ ФАНЕРОЗОЯ С НАНЕСЕНИЕМ НА НИХ ЛИТОЛОГИИ, ОБЛАСТЕЙ РАСПРОСТРАНЕНИЯ РАЗЛИЧНЫХ ОРГАНИЗМОВ И ПРЕДПОЛАГАЕМЫХ ПУТЕЙ ИХ РАССЕЛЕНИЯ.

**ТОМ 2. МАГМАТИЗМ И ТЕКТНИКА.**

В КНИГЕ ОБОБЩЕНЫ НОВЕЙШИЕ ДАННЫЕ О ДОКЕМБРИЙСКОМ И ФАНЕРОЗОЙСКОМ МАГМАТИЗМЕ ГРАНИТНОГО, ЩЕЛОЧНОГО, ОСНОВНОГО И УЛЬТРАОСНОВНОГО СОСТАВА. РАССМОТРЕНЫ ПРОБЛЕМЫ ТЕКТНИКИ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН, ПЕРЕХОДНОЙ ЗОНЫ ОТ КОНТИНЕНТОВ К ТИХОМУ ОКЕАНУ (ВКЛЮЧАЯ ДНО ОКРАИННЫХ МОРЕЙ) И ОКЕАНИЧЕСКОГО ДНА. ДАНО ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ИНТРУЗИВНО-ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА, ПРИУРОЧЕННОГО К ОКРАИНАМ КОНТИНЕНТОВ, ОСТРОВНЫХ ДУГ, ОСТРОВОВ, РАСПОЛОЖЕННЫХ В ОКЕАНЕ, И ПОДВОДНЫХ ГОР. С ПРИВЛЕЧЕНИЕМ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ ПРОВЕДЕНО СТРУКТУРНОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ТИХООКЕАНСКОГО СЕКТОРА ЗЕМЛИ.