

551.21
3797

Э. Н. ЭРЛИХ

**СОВРЕМЕННАЯ
СТРУКТУРА
И ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ
ВУЛКАНИЗМ
ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ
ТИХООКЕАНСКОГО
КОЛЬЦА**



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ВУЛКАНОЛОГИИ

Эрлих Э. Н.

СОВРЕМЕННАЯ СТРУКТУРА И ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ ВУЛКАНИЗМ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХООКЕАНСКОГО КОЛЬЦА

Новосибирск, 1979

Э. Н. Эрлих. Современная структура и четвертичный вулканизм западной части тихоокеанского кольца.

Изд-во "НАУКА", Сибирское отделение, 1979.

Читателю представляется интернет-версия книги автора о соотношении современной структуры и четвертичного вулканизма западной части Тихоокеанского кольца.

Книга в ее настоящем виде обращена к самому широкому кругу читателей-геологов, особенно к молодежи и тем, кто работает в области соотношения магматизма и тектоники.

Ответственный редактор: К.Н. Рудич

Э. Н. ЭРЛИХ. СОВРЕМЕННАЯ СТРУКТУРА И ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ ВУЛКАНИЗМ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХООКЕАНСКОГО КОЛЬЦА /

Отв. ред. К.Н. Рудич.- Новосибирск:

Наука, Сибирское отд., 1979

Введение - 2010

Введение

Часть первая. Сравнительная тектоника островных дуг и сходных с ними тектонических систем западной части Тихоокеанского кольца

Глава I. Современная структура и положение четвертичных вулканов Камчатки

Глава II. Структура складчатых тектонических систем, близких к островным дугам

Глава III. Структура тектонических систем островных дуг

Глава IV. Типы тектонических систем западной части Тихоокеанского кольца

Часть вторая. Четвертичный вулканизм западной части Тихоокеанского кольца и его соотношение с тектоникой

Глава V. Петрохимия вулканических пород и взаимосвязь химизма с тектоникой

Глава VI. Эволюция вулканизма и эпохи перестройки структуры в четвертичное время

Глава VII. Общие закономерности распределения и структуры вулканических поясов.
Вулканизм и тектогенез

Заключение — 2010

Литература

ВВЕДЕНИЕ

Сегодня благодаря колоссальным успехам геофизики и точных методов динамической геологии открываются новые возможности для применения принципа актуализма. По-видимому, близко время, когда будет получен и систематизирован комплекс точных характеристик современного состояния геоструктурных областей различных типов и на этой базе будут заново определены сложившиеся (хотя и не имеющие однозначного толкования) геологические понятия. Это делает особо настоятельной потребность в осуществлении сводок, охватывающих различные стороны современного состояния крупных областей Земли в их взаимосвязи, с тем чтобы подготовить почву для последующего вывода точных законов вместо имеющихся качественных, основанных на эмпирике характеристик. В то же время сравнение важнейших характеристик современной структуры и особенностей геологического развития в четвертичное время с соответствующими элементами предшествующих эпох позволит в полной мере выявить необратимость развития — главную закономерность геологической эволюции Земли.

Одной из наиболее важных характеристик тектонического режима является вулканизм, поэтому интерес к вопросам взаимосвязи вулканизма и тектоники в настоящее время очень велик. Во многом это связано с тем, что оба процесса отражают жизнь верхней мантии и дают, таким образом, ключ к решению одной из основных проблем сегодняшней геологии — познанию подкорковых глубин Земли и установлению законов их развития. Естественно, геологи, занимающиеся этими проблемами, на какой бы территории они ни работали, склонны обращаться за эталонами сравнения к данным, полученным в тех районах, где оба процесса активны по сей день и результаты их поддаются более точному измерению и анализу. Однако фактический материал распылен в многочисленных специальных и подчас труднодоступных работах и практически неизвестен широкому кругу геологов.

Предлагаемая работа является попыткой систематизации данных о соотношении современной структуры и четвертичного вулканизма западной части Тихоокеанского кольца.

В рассмотрение включены структуры островных дуг западной части Тихого океана (Курильская, Рюкю, Мариан-Бонинская, Яп, Тонга-Кермадек и др.), а также непосредственно связанные с ними островные дуги Индонезии и Алеутских о-вов. Помимо этого, рассматриваются структуры современных подвижных тектонических систем, по ряду признаков близких к островным дугам и непосредственно смыкающихся с ними, но в то же время отличающихся от них. Таковы Камчатка, Япония, Тайвань, Нов. Зеландия, Нов. Гвинея, Суматра, Филиппины.

Выделение единой системы структур, объединенных под общим названием «островные дуги» (рис. 1), первоначально базировалось на чисто географических признаках — дугообразности гирлянд островов. Однако по мере развития исследований оно приобрело новое значение. Детальные работы в отдельных районах системы островных дуг и на восточном крыле

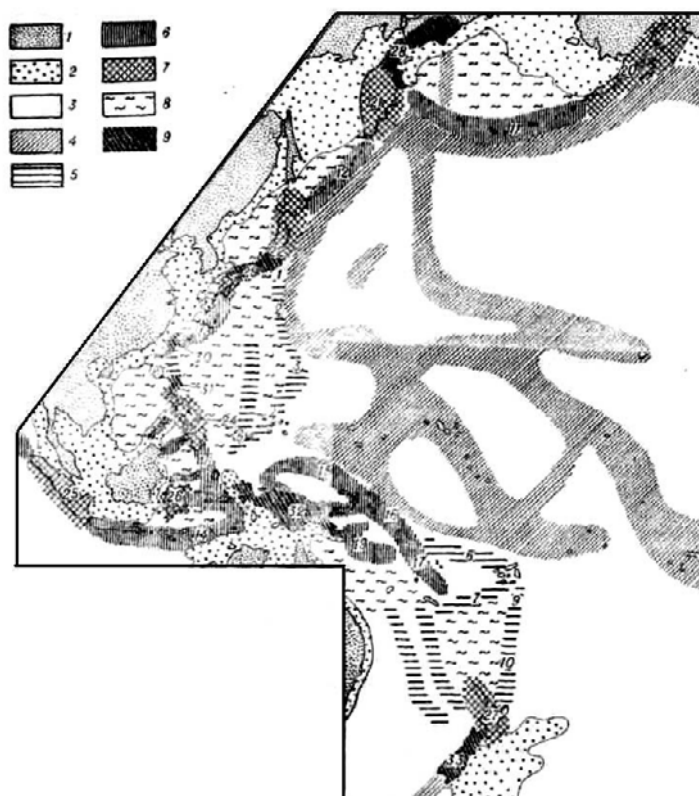


Рис. 1. Тектонические системы западной части Тихоокеанского кольца.

1 — континентальные массивы; 2 — шельфовые моря; 3 — ложе океана; 4 — океанические хребты и валообразные поднятия; 5 — тектонические системы типа Бонин; 6 — тектонические системы типа Курил; 7 — тектонические системы типа Камчатки; 8 — впадины окраинных морей; 9 — тектонические системы типа Тайваня.

Цифрами в поле диаграммы обозначены тектонические системы: 1 — Изу; 2 — Бонин; 3 — Марианская; 4 — Японии; 5 — Палау; 6 — Восточно-Меланезийская; 7 — Хантер-Фиджи; 8 — Филиппинско-Тайваньская; 9 — Тонга; 10 — Кермадек; 11 — Алеутская; 12 — Курильская; 13 — Рюкю; 14 — Зондская; 15 — Западно-Меланезийская; 16 — Соломоновых островов; 17 — Новых Гебрид; 18 — Молуккская; 19 — Д'Антраксто; 20 — Аляскинская; 21 — Камчатская; 22 — Северо-Восточной Японии; 23 — Кюсю; 24 — Филиппинская; 25 — Суматры; 26 — Целебеса; 27 — Северного острова Нов. Зеландии; 28 — южной части Корякского нагорья; 29 — Юго-Западной Японии; 30 — Тайваня; 31 — Лусона; 32 — Нов. Гвинеи; 33 — Южного острова Нов. Зеландии.

Тихоокеанского кольца значительно усложнили первоначальную картину. Прежде всего выяснилось, что дугообразность отнюдь не является существенной характеристикой этих структур. Чёткая прямолинейность структур островной гряды Изу, системы Тонга-Кермадек, ломаная форма сочетания отдельных прямолинейных отрезков островной дуги, воспринимавшаяся ранее как дуговая, — подобные факты привели ряд авторов (Пушаровский, 1964, 1966; Архипов, 1964) к отрицанию существенности признака и даже к пересмотру самого термина.

Второе важное обстоятельство — различие геологической истории участков островных дуг. Исходя из этого В.В. Белоусов и Е.М. Рудич (1960) разделяют их на два типа структур: дуги I рода, современное состояние которых является итогом длительного геосинклинального развития, и дуги II рода — новообразованные системы структур вдоль молодых глубинных разломов.

Т. Н. Спижарский (1965) и Ю. М. Пушаровский (1964) рассматривают островные дуги как современные геосинклинальные системы. Развитие же процессов вулканизма и других явлений, типичных для островных дуг, в таких областях, как Камчатка, Япония, Нов. Зеландия, Ю. М. Пушаровский считает следствием активизации их в результате влияния смежных дуг нормального типа; в этой связи он говорит о проявлении здесь так называемого сателлитового вулканизма (Пушаровский, Афремова, 1967). Дж. Вильсон (Wilson, 1963), Н. П. Васильковский (1959, 1960), Г. М. Власов (1958) считают разнородные подвижные области окружения Тихого океана едиными по природе, но находящимися на разных этапах развития. Однако остается неясным, следствием чего является эта разнотактность: разновременного образования звеньев подвижного пояса или различной скорости их развития на отдельных этапах. Тем более неясно, в какой период происходит это опережение (или, соответственно, отставание). В то же время Г. М. Власовым (1958, 1964), а позднее В. К. Ротманом (1963б) и автором (Петрохимия кайнозойской..., 1966) было показано, что неогеновый вулканизм Камчатки и все особенности ее развития в этот период вполне отвечают обычным условиям нормальной островной дуги.

Картина, как видим, в достаточной мере противоречива и запутана.

Еще более неясен вопрос о природе, структурной приуроченности и общих особенностях вулканических поясов. Дж. Умбгров (1952) и в равной мере Ф. А. Венинг-Мейнец (1957) рассматривают вулканизм островных дуг как побочное явление, пассивное отражение в тыловых геосинклиналях той тектонической активности, которая сосредоточена во фронтальной зоне пояса островных дуг и находит выражение в структуре глубоководных желобов. М. Минато, К. Яги, М. Хунаhashи (Minato, Yagi, Hunahashi, 1956) говорят о соответствии неогеновых вулканических поясов Северо-Восточной Японии и Курил, развитие которых прямо продолжают четвертичные вулканические пояса, геосинклинальным трогам соответствующего времени. Г. М. Власов считает вулканические пояса окраинной зоны Тихого океана самостоятельной формой наложенных структур. Вопрос приуроченности их к определенным структурным формам он оставляет открытым. А. Е. Святловский (1960) долгое время развивал идею о приуроченности вулканизма к поднятиям. Однако после установления связи значительной части вулканических поясов со структурами типа грабенов он модернизировал свои представления, присоединившись к идеям Р. ван Беммелена об обрушениях в связи с выбросами игнимбритов (Святловский, 1967). Многочисленные противоречия этой гипотезы отмечались ранее другими авторами.

В задачу работы входило:

1. Определение типов и природы современных подвижных тектонических систем западной части Тихоокеанского кольца и особенностей вулканизма в их пределах. Дополнительной задачей было определение соотношения различных типов тектонических систем в ходе геологической эволюции.

2. Установление специфики структурной локализации вулканических поясов для тектонических систем истем различных типов.

3. Определение возрастных соотношений вулканических и тектонических процессов и анализ закономерностей эволюции вулканизма.

Анализ связи химизма четвертичных вулканических пород со структурной приуроченностью вулканов и сопоставление продольной и поперечной структурной и петрохимической зональности.

Возможность исследования такого рода в значительной мере подгот-товлена серией крупные обобщающих работ, вышедших за последние 10—15 лет. Каталоги активных вулканов мира, изданные Международной ассоциацией вулканологии, дали огромный фактический материал по строению, составу продуктов и извержениям активных вулканов. Капитальные сводки, такие как «Тектоническая карта Евразии» и объяс-нительная записка к ней (1966), монографии П. Н. Кропоткина и К. А. Шахварстовой (1965), Б. А. Петрушевского (1964), дают общую картину тектонического строения и истории развития тектонических систем западной части Тихоокеанского кольца. Структурная позиция различных типов четвертичных вулканических поясов по отношению к крупным тектоническим единицам Тихоокеанского кольца рассмотрена Ю. М. Пущаровским (1966, 1967). Значительный интерес представляет исследование Г. С. Горшковым соотношения петрохимических особенностей молодого вулканизма со строением верхней мантии континентов, океанов и островных дуг.

Отдельные стороны вопроса в приложении к конкретным районам рассматривались Ф. А. Венинг-Мейнецем (1957), Дж. Умбгровом (1952), Г. Хессом (1952), Дж. Хили (Healy, 1964), Х. Куно (Кино, 1962), А. Е. Святловским (1960, 1967), А. В. Горячевым (1966), В. И. Тихоновым (1963, 1965), С. А. Федотовым (1966).

Такие крупные обобщающие монографии, как «Геология СССР» (т. XXXI, Камчатка и Курильские острова) под редакцией Г. М. Власова (1964), «Геологическое развитие Японских островов» под редакцией М. Минато (1968), «Геологическое развитие Австралии и Новой Зеландии» Д. Брауна, К. Кемпбелла и К. Крука (1970), наряду с работой Р. ван Беммелена «Геология Индонезии» (1957) избавляют от необходимости приводить здесь детальную характеристику дочетвертичной геологической истории отдельных районов. Поэтому все внимание сосредоточено на специфике современной структуры и четвертичного вулканизма.

В тексте сохраняется прочно укоренившийся в литературе и удобный в употреблении термин «островная дуга». В основу его кладется присущая подобным тектоническим системам характерная поперечная зо-нальность в распределении структур: глубоководный желоб — геосинклиналь внешней дуги (для «двойных» островных дуг) — внутренняя вулканическая гряда. В первую очередь рассматривается современная структура Камчатки и других тектонических систем, близких к островным дугам, а затем — структура самих островных дуг. Такая последовательность связана с большим количеством материала по геологии Камчатки и сходных с ней тектонических систем по сравнению с нормальными островными дугами.

Автор благодарен В. В. Кепежинскас, выполнившей всю работу по подготовке петрохимических материалов к расчетам на ЭВМ и табулированию их; В. М. Зобину, предоставившему новый материал по ориентировке напряжений в очагах землетрясений Камчатки и помогшему в подборке материала по сейсмичности Камчатки; И. В. Мелекесцеву, в соавторстве с которым написана глава по эволюции четвертичного вулканизма; М. И. Зубину, выполнившему вместе с автором описание глубинного строения Камчатки.

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
ИНСТИТУТ ВУЛКАНОЛОГИИ

Э. Н. ЭРЛИХ

СОВРЕМЕННАЯ
СТРУКТУРА
И ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ
ВУЛКАНИЗМ
ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ
ТИХООКЕАНСКОГО КОЛЬЦА

Ответственный редактор
К. Н. Рудич

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА» · СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
НОВОСИБИРСК · 1973

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ТЕКТОНИКА ОСТРОВНЫХ ДУГ И СХОДНЫХ С НИМИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СИСТЕМ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХООКЕАНСКОГО КОЛЬЦА

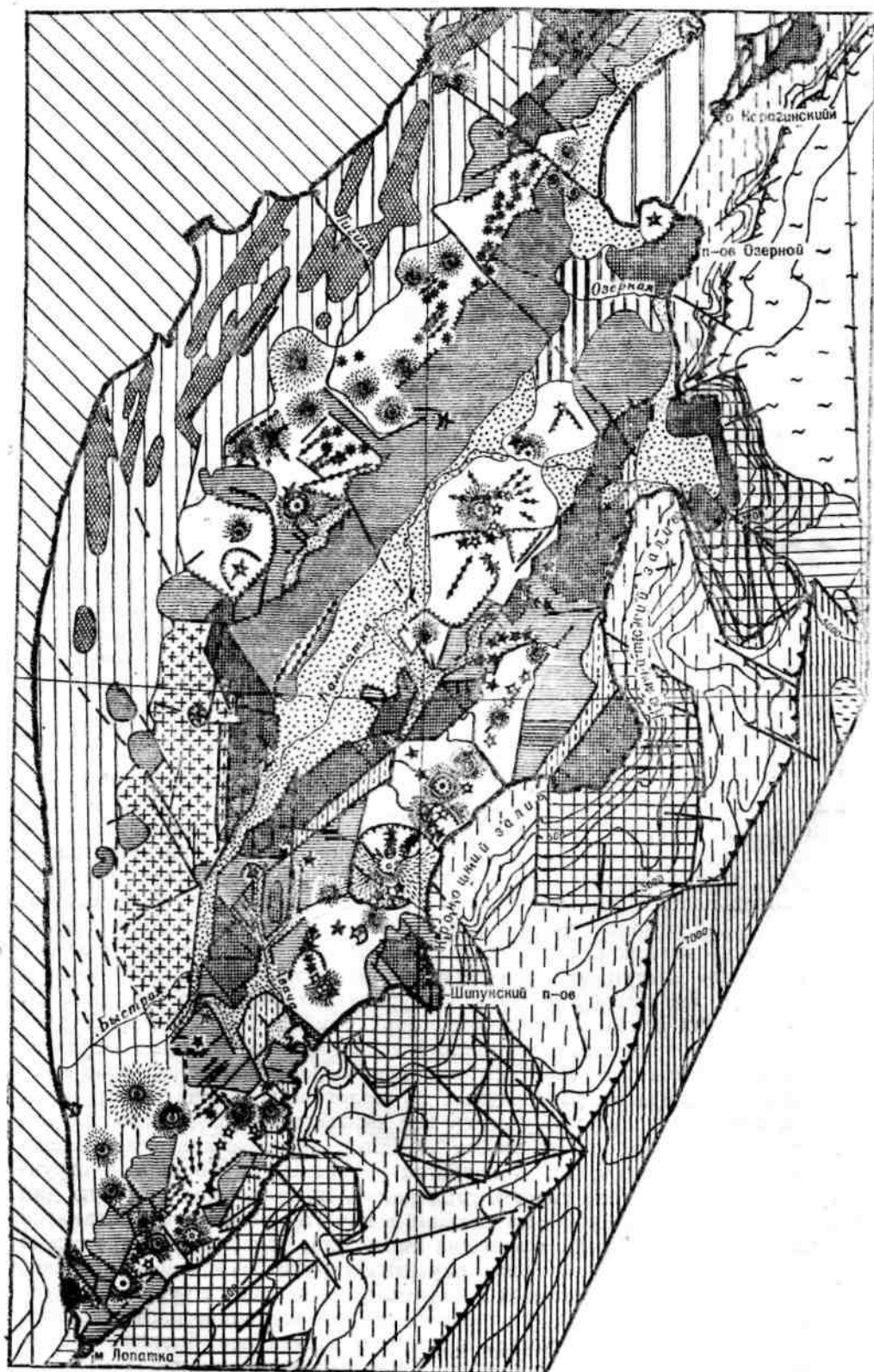
ГЛАВА I. СОВРЕМЕННАЯ СТРУКТУРА И ПОЛОЖЕНИЕ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ВУЛКАНОВ КАМЧАТКИ

Тектоническая система Камчатки представляет особый интерес как классический пример тектонических систем, относимых автором к модифицированным островным дугам. Само тектоническое положение ее относительно смежных тектонических систем делает Камчатку особенно удобной для сравнительной характеристики их современной структуры и их соотношений в ходе геологической эволюции. По простиранию структуры Камчатки прямо продолжают тектоническую систему Курильской островной дуги, к центральной части полуострова под прямым углом примыкает Алеутская островная дуга, а на севере структуры полуострова переходят в Корякскую складчатую область, находящуюся в стадии зрелого орогена.

Основные данные по дочетвертичной геологии Камчатки обобщены в коллективных монографиях, изданных под редакцией М. Б. Беловой (1961) и Г. М. Власова (Геология СССР, т. XXXI, 1964). На фундаменте геосинклинальных структур верхнемелового времени в неогене здесь формируется тектоническая система, для которой характерно зональное распределение основных структурно-фациальных зон, аналогичное структурной зональности современных островных дуг (Власов, 1958, 1963, 1964; Ротман, 1963а).

Сравнение современного структурного плана Камчатки и нормальных островных дуг, проведенное А. Е. Святловским (1960, 1967) и автором (Эрлих, 1965, 1966), показало, что в четвертичное время, после эпохи выравнивания, происходит резкое воздымание всей территории полуострова, сопровождающееся усложнением и преобразованием нормальной зональности тектонических элементов островных дуг. Система геосинклиналей внешней дуги — вулканический пояс заменяется эшелонированной системой горст-антиклинальных и грабен-синклинальных зон. Первые выступают в качестве аналогов геосинклиналей внешней дуги, а вторые контролируют структурное положение поясов (рис. 2). На островных дугах нормального типа геосинклиналь внешней дуги в основном образована кремнисто-вулканогенными толщами верхнего мела. Четвертичные же горст-антиклинальные зоны Камчатки образуются за счет консолидации разнородных по геологической природе структур. Здесь можно выделить: а) участок так называемого Срединного массива в южной части Срединного хребта, который, по представлениям некоторых авторов (Власов, 1958), является реликтом платформенной структуры; б) системы типа горст-антиклиналей, претерпевшие обычную для внешних дуг эволюцию и выступающие в качестве устойчивых поднятий начиная, по крайней мере, с миоцена (возможно, олигоцена), и в) участки бывшего вулканического пояса внутренней дуги неогенового времени, вулканизм в пределах которых прекратился — начиная с конца плиоцена они выступают в качестве устойчивых зон чисто тектонического поднятия.

Грабен-синклинали обычно наследуют положение бывшего вулканического пояса внутренней дуги. Лишь частично они накладываются на смежные с ними структуры — тыловой прогиб (западный участок грабен-синклинали Западной Камчатки, где располагается значительная часть вулканического пояса Срединного хр.). Восточно-Камчатский неогеновый прогиб и геосинклиналь внешней дуги (грабен-синклиналь Восточной Камчатки) или прогиб между внутренней и внешней дугой (Ключевская группа вулканов). Частично четвертичный вулканизм развивается и в зонах активно растущих поднятий, где вулканы, как правило, ассоциируют с узкими грабенами, наложенными на свод растущей структуры (грабены Паратунки, Средняя, Левая и Правая Авача и т. д.), или приурочены к изолированным кольцевым вулcano-тектоническим депрессиям (вулкан Хангар). Наконец, исчезает и последний элемент структуры, ассоциирующий с островными дугами нормального типа, — отмирает Западно-Камчатский прогиб. Средний гипсометрический уровень вершин поднятых блоков дочетвертичных отложений на Камчатке 1200—1500 м, иногда 1900—2000 м. В грабенах и грабен-синклиналях широко развиты мощные (сотни метров) толщи четвертичных пролювиальных отложений, обычных для межгорных впадин. Словом, структура приобретает все основные черты ранней фазы орогенического развития.



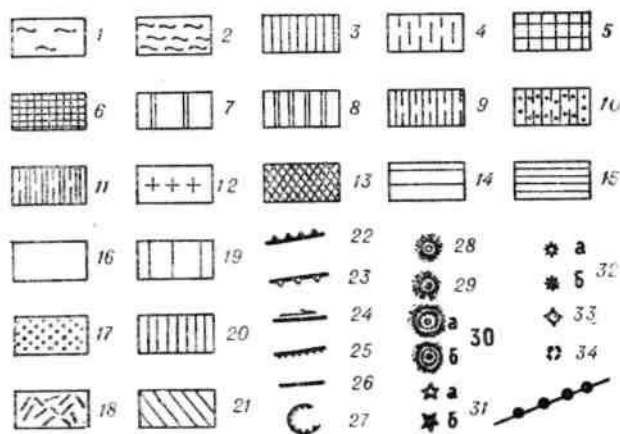


Рис. 2. Схема современной структуры Камчатки.

1 — ложе океана — талассократон; 2 — валообразное поднятие океанического ложа вдоль внешней стороны глубоководных желобов; 3 — глубоководные желоба; 4 — зона развития сбросовых дислокаций в области прогиба поверхности М на континентальном склоне и в пределах ответвлений желобов. Горст-антиклинальные зоны поднятия донеогеновых комплексов; 4 — выраженные в подводном рельефе, 6 — наземные горст-антиклинальные зоны. Прогибы между геоантиклинальным поясом внешней дуги и вулканическим поясом и впадины окраинных морей: 7 — современные, выраженные в рельефе, 8 — неогеновые. Участки передовых прогибов олигоцен-неогенового возраста — аналоги современных желобов: 9 — вовлеченные в поднятия четвертичного времени, 10 — являющиеся зоной континентального осадконакопления четвертичного времени, 11 — являющиеся зоной морского (шельфового) осадконакопления четвертичного времени, 12 — реликты срединных массивов, сложенных метаморфическими толщами; 13 — антиклинальные складки основания (а) и оси складок (б). Участки биклинальных олигоцен-неогеновых вулканических поясов, вовлеченные в процесс поднятия в четвертичное время: 14 — выраженные в подводном рельефе, 15 — наземные зоны сводовых поднятий. Участки грабен и грабен-синклиналей, выполненные преимущественно: 16 — четвертичными вулканическими породами, 17 — комплексами рыхлых осадочных четвертичных отложений; 18 — пемзами и игнимбритами, 19 — современные тыловые прогибы окраинных морей; 20 — неплененизированные зоны отмерших тыловых прогибов неогенового времени; 21 — области шельфовых морей — синеклизы современных платформ; 22 — выход на поверхность фокальной сейсмической зоны, фиксирующей глубинную зону скалывания; 23 — флексура коры на стыке океан — континент в районах отсутствия желобов; 24 — сбрососдвиги со значительной сдвиговой компонентой в верхнем плейстоцене — голоцене; 25 — сбросы с активным смещением в верхнем плейстоцене — голоцене; 26 — разломы с неустановленным характером смещения; 27 — вулканотектонические нарушения; 28, 29 — щитовые бескальдерные вулканы базальт-андезитового состава: действующие (28) и потухшие (29); 30 — кальдера-вулканы: а) действующие, б) потухшие; 31 — стратовулканы и сложные вулканические постройки существенно андезитового состава: а) действующие, б) потухшие; 32 — щитовые вулканы и стратовулканы базальтового состава: а) действующие, б) потухшие; 33 — подводные вулканы; 34 — коралловые рифы; 35 — зоны ареального базальтового вулканизма.

Благодаря наличию серии крупных поперечных (северо-западного простирания) разломов складчатая система разделяется на несколько неравномерно развивающихся блоков. Так возникает система продольной тектонической зональности. С юга на север можно выделить три блока, различающихся по типу поперечной зональности в распределении структурных элементов: Южно-Камчатский, Центрально-Камчатский и Северо-Камчатско-Олюторский. Границы между блоками выражены зонами глубинных разломов, отражением разломов являются поперечные по отношению к общей структуре полуострова зоны высоких градиентов силы тяжести, интенсивных магнитных аномалий, резкое поперечное смещение структурно-фациальных зон и изменение типа поперечной зональности в распределении структурных элементов. Отдельные проявления этой системы поперечных разломов рассматривались А. Н. Заварицким (1955), Л. А. Ривошем (19636), В. И. Тихоновым (1963), В. К. Ротманом (19636) и автором (1965).

Южно-Камчатский блок

Южно-Камчатский блок имеет общую протяженность 250 км. По простиранию он сопрягается со структурами северной оконечности Курильской островной дуги. Границей между ними служит не географическое южное окончание полуострова, а крупная зона глубинного разлома северо-западного простирания, протягивающаяся примерно в 50 км к северу от мыса Лопатки. Она обрывает северную оконечность Курильской впадины Охотского моря, а на полуострове морфологически выражена грабеном северо-западного простирания, контролирующим положение Камбально-Кошелевского ряда вулканов. Вплоть до этой линии структуры Курильской дуги протягиваются без всякого изменения. К северу от нее распределение структурных зон существенно меняется.

Распределение структурно-фациальных зон неогенового времени подчиняется здесь сравнительно простой закономерности. Внешнюю зону образуют толщи олигоцен-миоценового возраста, представленные мощной аргиллитовой вилючинской и туфо-алевролитно-песчаниковой паратунской свитами. Выходы их располагаются в узкой полосе вдоль восточного побережья Камчатки. Большую часть территории занимает вулканический пояс миоцен-плиоценового времени; и, наконец, вдоль западного побережья протягивается моноклинал, образованная осадочными кластическими толщами неогенового времени, принадлежащими к южной части Западно-Камчатского прогиба. Как видно, зональность эта мало отличается от обычной зональности островных дуг нормального типа.

Однако в современной структуре района отмечается ряд черт, не присущих нормальной островной дуге (рис. 4). В узкой зоне вдоль восточного побережья формируется горст-антиклиналь Берегового хр. Она представлена серией блоков, в которых дислоцированные отложения олигоцена — нижнего миоцена подняты на высоту 400—800 м. Горст-антиклиналь характеризуется высокими положительными аномалиями силы тяжести в редукции Буге. С запада с ней граничит грабен-синклиналь Южной Камчатки. Обе структуры разграничены линейной зоной высоких градиентов, фиксирующей положение флексурного уступа земной коры.

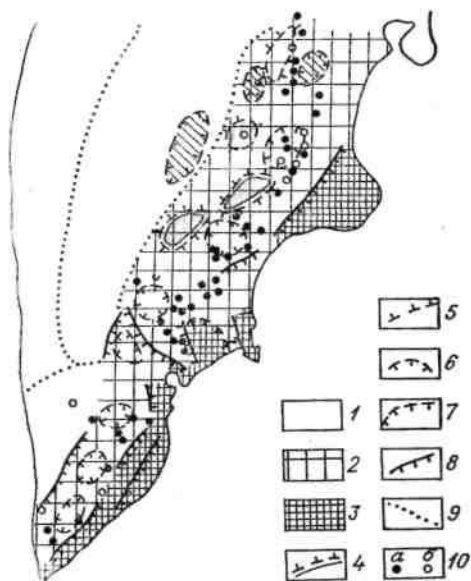


Рис. 3. Схема гравитационного поля Южной Камчатки.

1 — знакопеременное поле малой интенсивности; 2 — положительное поле; 3 — интенсивное положительное поле. Локальные аномалии: 4 — относительно повышенные высокоградиентные, 5 — относительно повышенные слабоградиентные, 6 — относительно пониженные, 7 — отрицательные; 8 — зоны высоких градиентов, 9 — границы зон поля с различными характеристиками; 10 — вулканы; а) стратовулканы, б) щитовые.

Уступ имеет северо-восточное простирание и смещен серией небольших сдвигов с амплитудой горизонтального перемещения 5—8 км. На поверхности он почти не выражен и лишь изредка проявляется в небольших по амплитуде сбросовых зонах. Кровля олигоцен-нижнемиоценовых толщ относительно спокойно погружается под покровы плиоцен-нижнечетвертичных лав, узкой полосой выходящих вдоль восточной границы грабен-синклинали. Полоса выходов плиоцен-нижнечетвертичного лавового комплекса вдоль восточного борта структуры имеет ширину в среднем 10—12 км. Максимальная высота рельефа здесь соответствует абсолютным отметкам кровли олигоцен-нижнемиоценовых толщ Берегового горст-антиклинория. На запад лавы этого возраста резко погружаются ниже уровня эрозионного вреза, т. е. ниже +100 — 200 м. Породы дочетвертичного фундамента здесь не вскрываются. Поле силы тяжести характеризуется общим фоном нейтральных и слабоположительных значений.

В расположенной западнее грабен-синклинали тыловой части неогеновой вулканической зоны вулканизм отмирает, после чего образуются меридионально вытянутые горстовые блоки гор Голыгинских и Детинка. Дочетвертичные отложения подняты здесь на высоту 800—1200 м. Горстовые блоки граничат с грабен-синклиналью по меридиональным разломам, которые одинаково четко проявлены как в поле силы тяжести, так и в крупноамплитудных сбросовых уступах, хорошо выраженных в рельефе. Вдоль этой системы разломов, имеющих общее меридиональное простирание, происходит опускание лавовых толщ, причем общая величина перемещения их (т. е.

с учетом поднятия западного борта и опускания восточного) более 1500 м. На месте отмершего Западно-Камчатского тылового прогиба формируется пенеплен прибрежной равнины Западного побережья. Абсолютные отметки рельефа здесь +100 — 200 м. Эта структура характеризуется однородными гравитационными и магнитными полями, обычными для платформенных областей. Магнитное поле безаномальное, слабоотрицательное. Гравитационное поле имеет мозаичную структуру с локально развитыми положительными аномалиями небольшой интенсивности. Поле такого типа в платформенных областях обычно связывается с интрузивными массивами, залегающими внутри фундамента, или с мелкими складками основания.

Интересные данные о строении земной коры Южной Камчатки дало глубинное сейсмическое зондирование (Косминская и др., 1963). Вместо одного прогиба земной коры, расположенного между желобом и вулканическим поясом (картина, обычная для островных дуг нормального типа), установлено два прогиба. Первый располагается между желобом и шельфом восточного побережья. Ширина его 150 км, мощность земной коры в его пределах достигает 30 км. Второй прогиб начинается близ восточного побережья южной части полуострова. Мощность земной коры в пределах этого прогиба до 32 км. Оба прогиба разделены узкой (30 км) зоной линейного поднятия поверхности Мохоровичича. Мощность земной коры в пределах поднятия 18—25 км. Таким образом, и в глубинном строении Камчатки отмечается резкое осложнение зональности, присущей островным дугам нормального типа. Образование не одного, а двух параллельных прогибов земной коры связано, по-видимому, с общим перемещением фронта тектонической системы Камчатки на восток, в сторону океана. С этим же связано и изменение геологической природы горст-антиклинали Берегового хр. (развитие осадочных толщ олигоцен-миоценового возраста) сравнительно с геоантиклинальными зонами внешних дуг в тектонических системах островных дуг нормального типа.

Другая важная черта глубинного строения Камчатки состоит в следующем. Южно-Охотская тыловая глубоководная впадина, протягивающаяся вдоль всей Курильской дуги, замыкается у северо-западного разлома, проходящего по южной границе тектонической системы Камчатки, т. е. на продолжении Камбально-Кошелевского ряда вулканов. Однако, по данным В. М. Шамараева (НИИ геологии Арктики), магнитные поля высокой интенсивности, характерные для Южно-Охотской впадины, продолжают и после ее замыкания, вторгаясь в пределы равнины западного побережья Камчатки в виде линейной полосы общего простирания северо-восток 45°. Серия кулисообразно расположенных трещин и разломов того же направления дешифруется и к северу от этой полосы, вплоть до устья р. Быстрой. Здесь разломы этого простирания образуют систему сдвигов, пересекающих южную часть Срединного массива и Центральной Камчатской депрессии. К вопросу о значении этих разломов мы вернемся в следующем разделе, при рассмотрении общего плана распределения структур Камчатки.

Подавляющее большинство четвертичных вулканов Южно-Камчатского блока сосредоточено в пределах грабен-синклинали Южной Камчатки, составляющей часть Восточно-Камчатской вулканической зоны. Как уже говорилось, она является продолжением по простиранию пояса вулканов Большой Курильской гряды.

Резкая асимметрия структуры, расположение на флекуре земной коры вдоль глубинного разлома, отделяющего ее от горст-антиклинали Берегового хр., сказывается и в четкой поперечной зональности в распределении различных типов вулканов. Вдоль восточного борта грабен-синклинали протягивается линейный ряд крупных вулканов центрального типа, характеризующихся глубокой дифференцированностью слагающих их пород. С вулканами этого ряда ассоциируют крупные кальдеры и вулcano-тектонические депрессии. На юге грабен-синклинали располагается вулcano-тектоническая депрессия Курильского оз. диаметром 10—12 км, с которой связаны извержения больших объемов кислых пирокластических продуктов. С ней с северо-востока смыкается вулcano-тектоническая эллипсообразная депрессия, вытянутая на северо-восток. В ней располагаются стратовулканы Ильинский и Желтовский. Севернее следуют кальдера Призрак, вулканы Ксудач с кальдерой Штюбеля на вершине, Асача и Ходутка. На крайнем северо-востоке грабен-синклинали расположен крупный кальдера-вулкан Горелый, к которому с востока примыкают вулкан Мутновский и руины древнего (нижнечетвертичного?), не имеющего названия вулкана, описанного С. Е. Апелковым и В. С. Шеймовичем.

Все вулканы, располагающиеся вдоль восточной границы грабен-синклинали, вытягиваются параллельно крупной зоне высоких градиентов силы тяжести, но несколько отодвинуты от нее на запад. Локализация отдельных перечисленных центров тесно связана с зонами сдвигов северо-восточного (45°) и северо-западного простирания, фиксирующихся в поле силы тяжести и

сдвигающих границу геоантиклинального поднятия Берегового хр. С этими глубинными зонами разломов на поверхности связаны располагающиеся к ним под углом широтные системы трещин отрыва. В геоантиклинали Берегового хр. они фиксируются узкими широтными грабенами (морфологически выражены бухтами Саранной, Вилучинской, Березовой, Фальшивой, Асача и прилегающими к ним долинами рек). В грабен-синклинали Южной Камчатки такие трещины отрыва на прямом продолжении грабенов, секущих геоантиклиналь Берегового хр., контролируют кратерные зоны. Широтная ориентировка кратерных зон и отдельных вулканических центров свойственна всем вулканам. Исключением являются лишь Ксудач, на котором кратеры вытянуты в цепочку меридионального направления, и хр. Камбальный, где ту же ориентировку имеют экструзивные купола. Особенно характерно положение наиболее южной группы вулканов. Здесь вулканотектоническая депрессия Курильского озера — Паужетки, вулканы Ильинский и Желтовский образуют ряд, вытянутый по оси грабена в направлении СВ 45°.

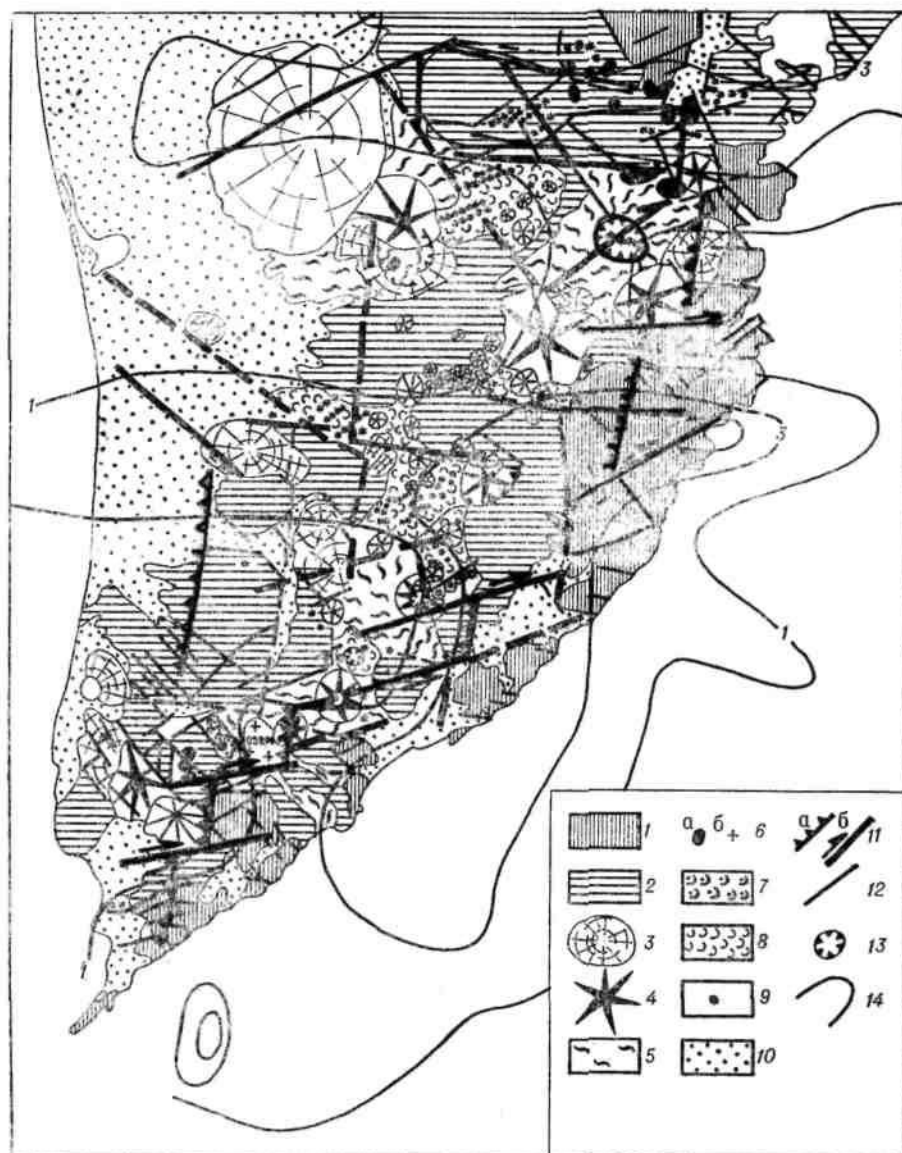


Рис. 4. Схема тектоники Южной Камчатки.

1 — дислоцированные комплексы дочетвертичных отложений; 2 — базальт-андезитовые плато-эффузивы $N_2—Q_1$; 3 — базальтовые и базальт-андезитовые щитовые вулканы $Q_1—2$; 4 — сложные андезитовые и базальт-андезитовые стратовулканы $Q_3—4$; 5 — экструзивные купола кислых лав; а) крупные массивы, б) отдельные экструзии; 6 — поля пемз и ингимбритов $Q_2—3$; 7 — вязкие потоки кислых лав; 8 — поля базальтовых потоков ($Q_3—4$); 9 — шлаковые конусы и мелкие базальтовые щитовые вулканы; 10 — поля развития рыхлых четвертичных отложений; 11 — разломы (по гравиметрическим данным): а) флексуры поверхности М; б) сдвиги с указанием направления смещения; 12 — разломы (по геологическим данным); 13 — кальдеры и вулканотектонические депрессии; 14 — изолинии плотности эпицентров землетрясений с глубиной очага 100 км и более.

Разлом южного ограничения грабена совпадает с одной из сдвиговых зон. Локализация отдельных центров и кратеров в нем четко связана с системой широтных трещин отрыва.

Аналогичным образом крупные долгоживущие вулканы располагаются вдоль разломов северо-западного простирания, образующих северное и южное ограничение Южно-Камчатского блока. К юго-западному крылу крупного сбросо-сдвига северо-западного простирания, фиксирующего южную границу блока, примыкают вулкан Камбальный и вулканический хр. Кошелева. В обоих центрах кратеры распределены вдоль широтных линий, которые фиксируют положение трещин отрыва, оперяющих основной разлом. На северном ограничении структуры вдоль тектонического уступа, разграничивающего Южно- и Центрально-Камчатский блоки, расположены стратовулкан Вилучинский, кальдеры вулканов Горелый и Опала и щитовой вулкан Большая Ипелька. Они также располагаются на широтных трещинах отрыва, оперяющих по отношению к сдвигам северо-восточного (45°) простирания, секущим северную границу Южно-Камчатского блока.

В западной тыловой части грабен-синклинали широко развит трещинный и ареальный базальтовый вулканизм. Аппаратами извержения служат небольшие щитовые вулканы исландского типа и многочисленные шлаковые конусы. Они распределяются линейными рядами, ориентированными в меридиональном, северо-западном и северо-восточном направлении. Меридиональные ряды обычно являются своего рода биссектрисами углов, образованных пересечением северо-восточных и северо-западных зон. Крупные вулканы центрального типа здесь единичны и обычно относятся к типу бескальдерных щитообразных построек, сложенных базальтами. Таковы вулканы Малая Ипелька и Иголки. В грабен-синклинали Южной Камчатки важным фактором распределения центров кислого вулканизма являются изометричные в плане отрицательные аномалии силы тяжести: Паужетско-Курильская, Голыгинская, Толмачева дола. Диаметр их 25—30 км (рис. 3). По периферии их располагаются центры кислого вулканизма: по периферии аномалии Толмачева дола — кальдеры-вулканы Опала, Горелый и вулкан Асача с многочисленными экструзивными куполами, по периферии Голыгинской аномалии — такие центры кислого вулканизма, как Ксудач и Ходутка, а в районе Паужетско-Курильской аномалии — проявления кислого вулканизма вулканом-тектонической депрессии Курильского оз., Камбального хр., вулканов Ильинского и Желтовского. Глубина залегания кровли аномалиеобразующих объектов 10—17 км, избыточная плотность $0,1 \text{ г/см}^3$. Аномалии интерпретируются как крупные вторичные очаги гранитоидной магмы, локализовавшиеся в коре (Зубин, Мелекесцев, Таракановский, Эрлих, 1969).

Центрально-Камчатский блок

Граница между Южно- и Центрально-Камчатскими блоками выражена серией разломов северо-западного и широтного простирания, пересекающей почти весь полуостров. Идущая к северу от них полоса поднятий дочетвертичных отложений до общего уровня 1200—1500 м обрывает все разнородные структурные зоны Южно-Камчатского блока и вытянута в общем северо-западном направлении. Структура Центрально-Камчатского блока определяется наличием (рис. 5): 1) жесткого блока общей Z-образной формы, представляющего собой консолидированный массив коры, вовлеченный в структуру подвижного пояса неогенового времени; 2) эшелонированной системы структурных зон северо-восточного простирания, связанных с подвижным поясом неогена и преобразованных в ходе общей перестройки структуры в плиоцен-четвертичное время.

Жесткий блок консолидированной коры образует меридионально вытянутую полосу, захватывающую Срединный массив Камчатки, прилегающую к нему зону кремнисто-вулканогенных толщ Cg_2 , Ганальский хр. и поднятие северо-западного простирания, примыкающее к этим структурам с юга, и протягивается к восточному побережью. На восточном побережье выход этой структуры приурочен к участку между п-вом Шипунским на севере и бухтой Ахонтен на юге.

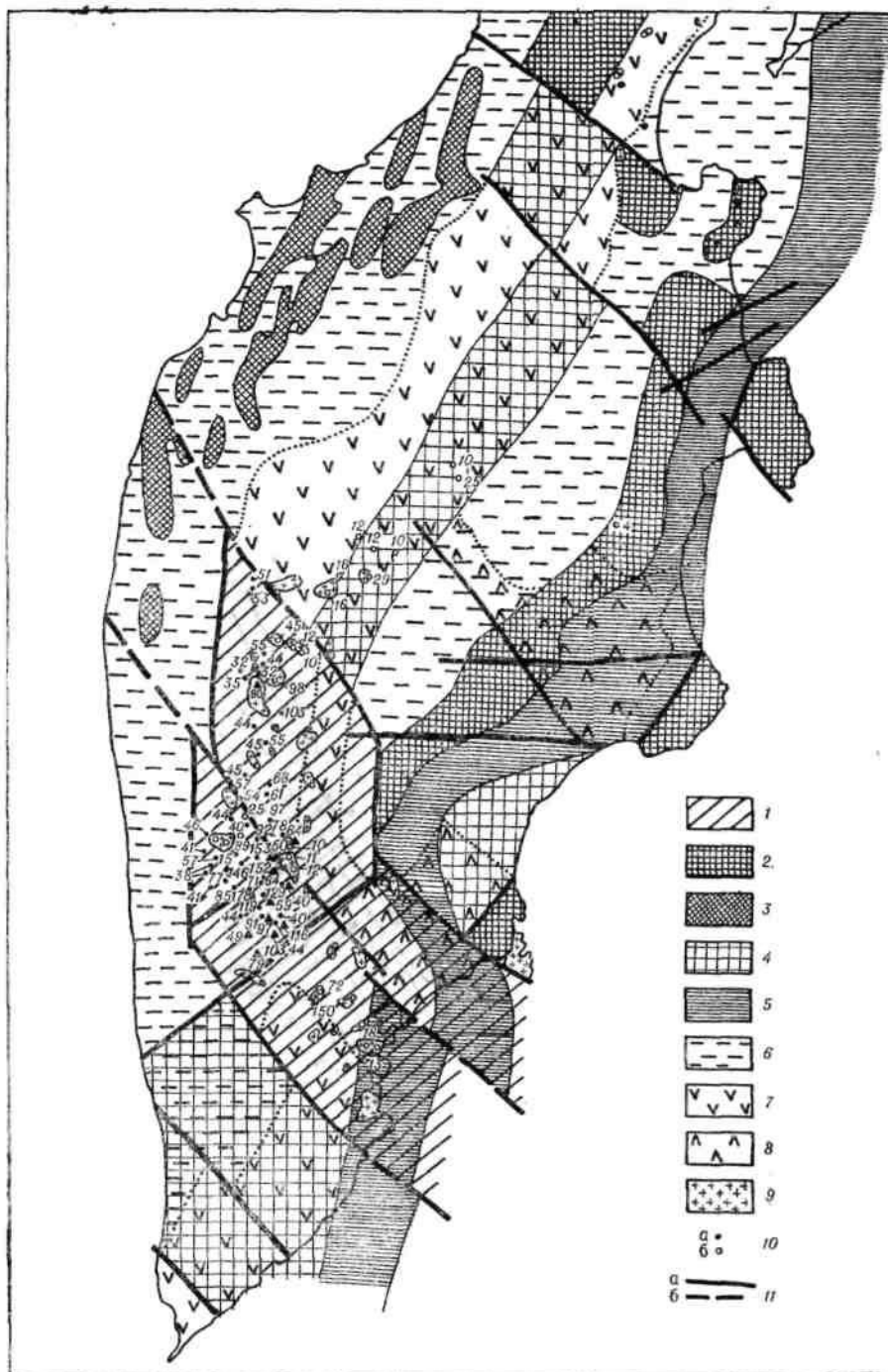


Рис. 5. Схема неогеновой структуры Камчатки.

1 — жесткий блок Z-структуры Центральной Камчатки; 2 — линейные горсты, служившие зонами размыва; 3 — зоны пониженной интенсивности осадконакопления и частичного размыва в пределах складок основания в Западно-Камчатском тыловом прогибе; 4 — участки относительного поднятия мелового фундамента; 5 — Восточно-Камчатский верхнепалеоген-нижнемиоценовый прогиб (по Н. А. Храмову); 6 — Западно-Камчатский тыловый прогиб; 7 — территория наложенных вулканических поясов, существовавших с олигоцена; 8 — территория вулканических поясов, существовавших с плиоцена; 9 — интрузия гранитоидов; 10 — цифры абсолютного возраста: а) донеогеновых гранитоидов, б) неогеновых гранитоидов, в) пород метаморфического комплекса; 11 — основные разломы: а) активно жившие в неогенное время, б) в донеогеновом фундаменте.

В существующих схемах тектонического районирования Камчатки блок этот обычно не выделяется как единая структура, ибо история развития его частей в неогеновое время различна. Однако представляется важным подчеркнуть единую природу этой структуры в преднеогеновое время, предопределившую специфику его дальнейшего развития. Единство этой структуры подчеркивается полем развития метаморфических толщ и характером распределения крупных массивов гранитоидов. Выходы метаморфид занимают почти всю южную часть Срединного хр., где они образуют Срединный массив Камчатки, значительную часть Ганальского хр. (Ганальский выступ).

Наиболее восточные выходы полосы метаморфид отмечены в последние годы на Петровской сопке в г. Петропавловске-Камчатском. Далее — на любой геологической карте Камчатки отчетливо видно, что крупные массивы гранитоидов в южной и центральной частях полуострова полностью локализованы в пределах выделяемых границ блока. Определения калий-аргоновым методом (сводка по данным геологосъемочных работ КТГУ — рис. 5) возраста этих гранитоидов показывают, что интрузии эти формировались в несколько временных интервалов от 89—90 до 10—12 млн. лет. При этом во всех случаях гранитоидный состав интрузий и их пространственная приуроченность к границам блока сохраняется.

Привлекает внимание совпадение наиболее молодого абсолютного возраста метаморфических пород в пределах блока с возрастом отдельных фаз становления гранитоидов. Это свидетельствует о неоднократном возобновлении фаз метаморфизма в периоды, совпадающие с внедрением гранитоидных интрузий. Фации метаморфизма в пределах блока изучены пока недостаточно, но уже сейчас, видимо, можно говорить о некоторых различиях метаморфид Ганальского хр., где отмечаются фации высоких давлений, и Срединного массива, где развиты фации термального метаморфизма наиболее высоких ступеней. Обе зоны разделяются грабеном южной части Центральной Камчатской депрессии. Разлом этот, как мы видим, достаточно древнего заложения и в преднеогеновое время играл ту же роль, что и аналогичные разломы Японии и Нов. Зеландии, разделяющие так называемые парные метаморфические пояса. Блок в плане имеет конфигурацию, напоминающую букву Z. Северным его ограничением служит глубинный разлом северо-западного простирания, описанный В. К. Ротманом под названием «диагонального шва Камчатки». Подобная форма жестких блоков, вовлеченных в подвижные неогеновые пояса, как увидим ниже, обычна во многих районах. Такого типа структуры впредь будем называть Z-структурами.

Распределение структур неогенового времени подчиняется четкой закономерности, общей для всех островных дуг и близких к ним структур (рис. 5). Во фронтальной части располагалась зона поднятий, занимавшая территорию нынешних полуостровов восточного побережья. К западу от нее образовался Восточно-Камчатский прогиб, выполненный мощными (7—8 км) осадочными и вулканокластическими породами богачевской и тюшевской свит и их аналогов. Снизу вверх по разрезу аргиллитовые толщи сменяются пластическими породами со все возрастающей крупностью обломков. Вулканические породы практически отсутствуют. На широте Шипунского п-ова простирание выходов отдельных толщ Восточного прогиба резко разворачивается в юго-восточном направлении. Здесь на границе с жестким блоком четко читается центриклинальный подворот структуры. На территории нынешнего горст-антиклинория Восточного хр. Камчатки, т. е. непосредственно к западу от Восточно-Камчатского прогиба, располагалась цепь поднятых блоков, сложенных мел-палеогеновыми толщами и служивших областью размыва. Границей между этой системой поднятых блоков и Восточно-Камчатским прогибом служит крупный надвиг, по которому верхнемеловые отложения надвинуты на выполняющие прогиб олигоцен-миоценовые толщи. К южной части пояса поднятий, находившегося на месте современного Восточного хр., примыкал обширный свод, также выступавший в качестве области размыва. Территория этого свода охватывала Ганальский выступ и южную часть Срединного хр. — Срединный массив и прилегающую к нему зону развития кремнисто-вулканогенных толщ верхнего мела. Другими словами, свод занимал всю территорию описанного жесткого блока — Z-структуры Центральной Камчатки. На продолжении меридиональной оси этого блока на север располагалась Тигильская система складок основания. Здесь верхнемеловой фундамент выступал на поверхность в отдельных поднятых блоках. Вся же эта система в целом выражалась резко пониженными мощностями неогеновых отложений (Горячев, 1966).

Территория между Тигильской системой складок на западе, геоантиклинальной зоной Восточного хр. на востоке и Ганальско-Малкинским сводом на юге в этот период представляла собой зону общего опускания. По центральной оси зоны, по диагонали угла, образованного зоной поднятий Восточного хр., северной границей Ганальско-Малкинского свода и Тигильской системой складок, протягивался неогеновый вулканический пояс, названный Г. М. Власовым Центрально-Камчатской вулканической зоной. Он занимал территорию нынешних хр. Козыревского и Быстринского и части Срединного хр. На юге он примыкал к Ганальско-Малкинскому своду по диагональному шву Камчатки и частично накладывался на жесткий блок, протягиваясь вдоль его восточной границы в виде узкой редуцированной полосы эффузивов и цепочки интрузивных массивов диорит-гранодиоритового состава. Абсолютный возраст развитых в Центрально-Камчатской вулканической зоне мелких субвулканических интрузий гранитоидов в основном соответствует 12—16 млн. лет (см. рис. 5), отдельные точки дают 10 и 25—29 млн. лет. Тот же возраст имеют и

мелкие тела гранитоидов в южной, редуцированной части зоны, где она наложена на жесткий блок Z-структуры.

Западнее и восточнее вулканического пояса располагались прогибы, выполненные осадочными толщами неогена. Прогиб между Центрально-Камчатской вулканической зоной и Тигильской системой складок представляет собой восточную часть Западно-Камчатского тылового прогиба. Прогиб между Центрально-Камчатской вулканической зоной и геоантиклинальным поясом Восточного хр. скрыт под мощным чехлом рыхлых четвертичных осадков Центральной Камчатской депрессии. Однако по геофизическим данным в этих районах меловой фундамент резко опущен, и образовавшиеся впадины заполнены осадками, мощность которых достигает 5000 м. Судя по тем отложениям, которые развиты на продолжении этих структур на север, в верховьях р. Еловки, главную роль в разрезе играют олигоцен-миоценовые толщи. Отрицательные магнитные аномалии или нейтральное магнитное поле, фиксирующееся в этом районе, свидетельствуют о практическом отсутствии в разрезе эффузивных пород. Вся система структурных зон неогенового времени очень напоминает нормальную зональность структур островных дуг. Изменения в характере структур связаны с наложением на жесткие массивы сформировавшейся коры. Действительно, можно провести прямую аналогию по мощности и характеру осадков между Восточно-Камчатским прогибом и современными желобами, развивающимися близ тектонических систем типа Камчатки. Пояс поднятий на месте современного Восточного хр. по положению, соотношению с Восточно-Камчатским прогибом и тектоническому режиму (в неогене) аналогичен геоантиклинальному поясу внешней дуги. Центрально-Камчатская вулканическая зона соответствует вулканическому поясу внутренней дуги, а Западно-Камчатский прогиб — впадинам окраинных морей в тыловой части систем островных дуг.

Преобразование структуры Центрально-Камчатского блока в плиоцен-четвертичное время связано с двумя явлениями — смещением фронта структур на восток, в сторону океана, и общим воздыманием. Преобразование структуры происходило в две стадии. Первый этап, датируемый концом миоцена — началом плиоцена, связан с отмиранием структуры Восточно-Камчатского прогиба. В среднем плиоцене на его месте развивается Восточно-Камчатский вулканический пояс. Образование этой структуры связано с развитием по простиранию вулканического пояса Большой Курильской гряды и Южной Камчатки. Таким образом, в этот период фронтальная часть Центрально-Камчатского блока смещается на восток, в сторону океана, а Курильские структуры развиваются по простиранию, перерабатывая южную часть жесткого блока — структуры Центральной Камчатки и накладываясь на отмерший, заполненный осадками желоб Восточно-Камчатского прогиба. На широте Кроноцкого п-ова вулканическая зона плиоцен-нижнечетвертичного времени разворачивалась в северо-западном направлении, пересекала нынешний хр. Тумрок и смыкалась с Центрально-Камчатской вулканической зоной.

Второй этап тектонических преобразований начинается после формирования комплекса плато-эффузивов и датируется концом нижнечетвертичного — среднечетвертичным временем. В этот период отмирает вулканический пояс Центрально-Камчатской зоны. На его месте формируется система линейных сводов. Отмирают Тигильская система поднятий и Западно-Камчатский тыловой прогиб, на месте которых формируется пенеплен равнины западного побережья. Образуются новые вулканические зоны — Центральной Камчатской депрессии, Срединного хр. и грабен-синклинали Восточной Камчатки. Наконец, формируются южная и центральная части Центральной Камчатской депрессии. Южная часть представляет собой линейный грабен, образовавшийся в нижнечетвертичное время в ходе неравномерного поднятия Ганальско-Малкинского свода, Центральная часть формируется как грабен-синклиналь одновременно с образованием двух смежных зон поднятий — горст-антиклинали Срединного хр. и Козыревско-Быстринской системы линейных сводов, сформировавшейся на месте Центрально-Камчатской вулканической зоны. Отмирает вулканизм в хр. Тумрок и южной части жесткого блока Z-структуры Центральной Камчатки. Происходит общее воздымание блоков Малкинского свода, Восточного хр. и поднятий зоны полуостровов восточного побережья. В результате неравномерного и интенсивного поднятия в пределах горст-антиклинали Восточного хр. образуется несколько наложенных грабенов, таких как Щапинский, рек Лев., Прав, и Сред. Авача.

В современном структурном плане Центрально-Камчатский блок представляет собой серию эшелонированных линейных поясов поднятий (горст-антиклиналей), разделенных зонами относительного опускания (грабен-синклиналями). На востоке расположена зона горст-антиклинальных поднятий полуостровов восточного побережья Камчатки. Это п-ова Шипунский, Кроноцкий и Камчатского мыса. Все они образованы дислоцированными толщами верхнего мела, к кото-

рым с запада примыкают блоки, сложенные неогеновыми вулканогенными и осадочными толщами. Поднятия характеризуются высокими положительными аномалиями силы тяжести в редукции Буге. При общей вытянутости оси зоны в направлении на северо-восток отдельные блоки поднятий имеют четкую северо-западную ориентировку. Полуострова восточного побережья продолжают в виде подводных хребтов в шельфовой зоне. Северо-западная ориентировка блоков полуостровов сменяется меридиональной в их подводных продолжениях. Некоторые меридиональные подводные хребты по касательной смыкаются с краем глубоководного желоба.

Вторая линейная система поднятий — горст-антиклиналь Восточного хр. Она в основном наследует положение геоантиклинали внешней дуги неогенового времени. Однако на юге (в районе Ганальского хр.) она захватывает часть жесткого блока Z-структуры Центральной Камчатки, в центральной части — отмерший участок вулканического пояса (в хр. Тумрок) плиоцен-нижнечетвертичного времени и в различных участках — консолидированные блоки окраинных частей Восточно-Камчатского неогенового прогиба. На этом субстрате развивается единая линейная система поднятий шириной около 25 км. Высота современного тектонического рельефа в среднем 1300—1500 м. Она состоит из четырех блоков сигмоидальной формы. Это (с юга на север) хр. Ганальский, Валагинский, Тумрок и Кумроч. Границей между блоками являются узкие (3—5 км) зоны четвертичных грабенов: грабен р. Ковычи между хр. Ганальским и Валагинским, р. Прав. Щапиной между хр. Валагинским и Тумроком и в районе верховий р. Хапицы (у г. Успенской) между Тумроком и Кумроком.

Такая конфигурация блоков, разделенных грабенами, отражающими обстановку растяжения, напоминает картину деформации балки под действием растягивающих напряжений, направленных вдоль ее оси. И действительно, в южной (в районе рек Быстрой и Плотниковой), центральной (в бассейне рек Лев. Щапиной, Чажмы и Андриановки) и северной (у северного окончания хр. Кумроч) частях этой системы поднятий поднятые блоки рассечены системой сдвигов. Они имеют простирание северо-восток 45° , соответствующее простиранию сдвиговых зон на Южной Камчатке. Как видно из рис. 2, амплитуда горизонтального перемещения по ним за четвертичное время составляет 7—10 км, что примерно соответствует суммарной ширине грабенов, разделяющих отдельные поднятые блоки. Эта величина соответствует средней скорости горизонтальных смещений 10 мм в год, т. е. близка к цифре, полученной для сдвига Сан-Андреас. Можно предположить, что особенности конфигурации современных поднятий Восточного хр. связаны с воздействием этой системы сдвигов. В поле силы тяжести поднятия Восточного хр. выражены зонами положительных аномалий, интенсивность которых, однако, ниже, чем в геоантиклинальном поясе полуостровов восточного побережья.

Третий линейный пояс поднятий — Козыревско-Быстринская система сводов формируется в восточной части отмершей Центрально-Камчатской вулканической зоны. Он образован вулканическими толщами миоцен-плиоценового времени и частично нижнечетвертичными вулканическими плато. Структура его изучена недостаточно. Можно, тем не менее, уже сейчас говорить о том, что пояс состоит из системы блоков, сходных по конфигурации с отдельными блоками Восточного хр. В связи с этим можно предположить и сходную динамику его образования — под воздействием сдвиговых систем с ориентировкой СВ 45° , т. е. секущих структуру под острым углом. Отдельные зоны такого типа отчетливо прослеживаются геологически. Таковы разломы по р. Половинной, к северу от г. Шишель, в верховьях р. Прав. Начики. Общий уровень абсолютных отметок рассматриваемой системы поднятий 1200—1500 м, т. е. такой же, как и в горст-антиклинали Восточного хр. Однако амплитуда поднятия за четвертичное время почти на порядок ниже, так как основная часть этих хребтов представляет собой реликты сохранившихся в рельефе аккумулятивных вулканических построек неогена — нижнечетвертичного времени.

В южной и юго-западной частях Центрально-Камчатского блока формируется свод, наследующий, в общих чертах, контуры жесткого блока Z-структуры Центральной Камчатки. Системы поднятий разделены линейными опущенными зонами — грабен-синклиналями, в пределах которых и концентрируются проявления четвертичного вулканизма. Выделяются три такие структуры: грабен-синклиналь Восточной Камчатки, Центральная Камчатская депрессия и грабен-синклиналь Среднего хр.

Грабен-синклиналь Восточной Камчатки располагается между поднятиями полуостровов восточного побережья (Шипунским и Кроноцким) и горст-антиклинальным поднятием Восточного хр. В пределах грабен-синклинали дочетвертичные толщи практически повсеместно опущены ниже уровня эрозионного вреза (т. е. ниже 500—300 м над уровнем моря). По особенностям тектонического строения, типу и характеру пространственной локализации вулканов отчетливо

выделяется три участка: Авачинско-Жупановский (южный), Центральный (Карымско-Семячикский), Кроноцко-Гамченский (северный).

Структура Авачинско-Жупановского участка определяется крупным гравитационным максимумом, пересекающим грабен-синклиналь к югу от широты Шипунского п-ова. Зона максимума имеет общее северо-западное простирание. На восточном ее окончании, близ побережья, обнажаются осадочные и осадочно-вулканогенные породы олигоцен-миоценового и миоцен-плиоценового возраста. Вся эта структура известна под названием Налычевского поднятия. По бортам его, вдоль зон высоких градиентов силы тяжести локализуются линейные ряды стратовулканов: Авачинский ряд вулканов на южном и Жупановский на северном обрамлении поднятия.

На западном обрамлении аномальной зоны, фиксирующей Налычевское поднятие, на стыке с горст-антиклинальным поднятием Восточного хр. располагаются вулканы Купол, Вершинский, Китхойский. В этом районе миоцен-плиоценовые вулканические породы приподняты на высоту до 500—800 м.

Идущая к северо-западу от Авачинской группы вулканов полоса развития плато-эффузивов пересекает горст-антиклинальную систему Восточного хр., доходя до Центральной Камчатской депрессии. К западу от р. Правая Авача блоки плато ступенчато поднимаются вплоть до абсолютных отметок 1700—1900 м. Проявления более молодого вулканизма локализуются в этом районе в узких грабенах, пересекающих Восточный хр. Морфологически они выражены в долинах рек Прав., Лев. и Сред. Авача. Здесь расположены многочисленные мелкие шлаковые конусы базальтового состава и один базальт-андезитовый центральный вулкан — Бакенинг. Сходную позицию занимает и расположенный несколько севернее вулкан Заварицкого. Таким образом, на этом участке грабен-синклинали Восточной Камчатки, как и в грабен-синклинали Южной Камчатки, в тыловой, западной части вулканического пояса локализуются многочисленные мелкие по масштабам проявления базальтового вулканизма.

Центральный участок грабен-синклинали Восточной Камчатки не имеет морфологически выраженного восточного борта — структура непосредственно граничит с шельфовой зоной побережья. Новейшие движения по разлому, ограничивающему участок с запада, со стороны горст-антиклинали Восточного хр., проявились слабо. На большей части разлом здесь залит покровами лав. Блоковая тектоника в пределах рассматриваемого участка также проявлена слабо. Главная особенность структуры Центрального участка — наличие серии крупных вулcano-тектонических депрессий, с которыми ассоциируют огромные по масштабам поля развития кислых пирокластических пород — пемз и игнимбритов.

Центры кислого вулканизма можно условно объединить в две линии северо-восточного (45°) простирания. Первая проходит через вулкан Дзэндзур, Карымско-Жупановскую кольцевую структуру, Семячикскую кольцевую структуру, вторая — через вулcano-тектоническую депрессию Узон-Гейзерная и кальдеру Крашенинникова (рис. 6). При общей вытянутости линий на СВ 45° расположение отдельных центров контролируется тектоническими зонами широтного и меридионального простирания. Некоторые центры кислого вулканизма обнаруживают четкую связь с изометричными в плане отрицательными аномалиями силы тяжести такого же типа, что и на Южной Камчатке.

С юго-запада на северо-восток, т. е. по оси участка, последовательно располагаются Жупановская, Семячикская, Узон-Гейзерная кольцевые структуры и крупная кальдера вулкана Крашенинникова. Поперечные размеры структур сокращаются в том же направлении — от 60—50 км для Жупановской до 12 км для кальдеры вулкана Крашенинникова. Общей чертой всех этих депрессий является их приуроченность к крупным щитообразным возвышенностям, образовавшимся, скорее всего, в результате общего сводового поднятия разнородных групп вулканов. Лавы, слагающие эти «щиты», обычно представлены андезито-базальтами и базальтами. В полном объеме щит такого рода можно наблюдать в пределах Жупановской кольцевой структуры и на кальдере вулкана Крашенинникова. На остальных структурах реликты такого рода структур проявляются лишь в кольцевом вале, обрамляющем депрессию, остальные части их скрыты под чехлом кислых пирокластических пород. Другая общая черта депрессий — телескопичность их строения. Она выражается в последовательном развитии в пределах депрессий кольцевых вулcano-тектонических структур все меньших и меньших размеров, накладывающихся друг на друга. Так, в пределах Жупановской кольцевой структуры располагается Карымская кольцевая структура диаметром около 20 км, а в пределах этой последней — кальдеры Академии Наук, Карымского вулкана и Малого Семячика диаметром 7—10 км. Известно телескопическое строение вулкана Крашенинникова и кальдеры Узон (Влодавец, Пийп, 1957). Вулcano-тектонические депрессии ограничены

кольцевой системой сбросов, зачастую трассирующихся дайками. Амплитуда смещения по этим разломам 400—800 м.

В западной части Центрального участка располагается базальтовый купол Верхнего Стана, обрамленный полями игнимбритов. Вулкано-тектонические депрессии и связанный с ними вулканизм в его пределах отсутствуют. Его можно считать недоразвитой структурой того же типа, что и Жупановская, Узонская или Семячикская.

В северной части Центрального участка располагается несколько изолированных вулканических групп — Кихпиныч, Тауншиц, Унана, связанных с пунктирной системой широтных трещин. Важно отметить, что здесь на кальдера-вулканы и стратовулканы центрального типа накладываются линейные зоны трещинного базальтового вулканизма. Одна из них начинается от Кроноцкого оз. и протягивается в общем юго-западном направлении на 25 км, пересекая кальдеру Крашенинникова. Серия мелких базальтовых вулканов расположена к югу и юго-западу от Кихпиныча и в районе кольцевой структуры Узон-Гейзерной. Зоны трещинного базальтового вулканизма имеют резко наложенный характер и отражают новый этап развития тектоники и вулканизма.

Северной границей Центрального участка служит зона разлома северо-западного простирания, идущая вдоль правого берега р. Кроноцкой. В современной структуре зона эта выражена в виде крупноамплитудного сброса, обрывающего лавы древней постройки вулкана Крашенинникова, — к северо-востоку от сброса они погружены ниже уровня эрозионного среза. По этим данным, амплитуду движений по сбросу в верхнечетвертично-голоценовое время можно определить в 200—400 м. Сброс — отражение долгоживущей зоны глубинного разлома, которая, с одной стороны, трассируется в Валагинском хр., а с другой — образует юго-западное ограничение Кроноцкого п-ова.

Северный, т. е. Кроноцко-Гамченский, участок грабен-синклинали Восточной Камчатки протягивается от р. Кроноцкой на юге до г. Тумрок на севере. Длина его более 100 км, ширина 25 км. На западе структура ограничена поднятием дочетвертичного фундамента, занимающим всю площадь Кроноцкого п-ова. Породы палеогена и неогена здесь выведены на абсолютные отметки 1100—1200 м. На границе поднятия с грабен-синклиалью расположен узкий грабен р. Богачевка. Близ р. Богачевка поверхность дочетвертичного фундамента полого понижается до +400—500 м. На ней залегают горизонтально лежащие останцы лав нижнечетвертичного плато, образующие хр. Железнодорожный.

С запада грабен-синклиаль ограничена горст-антиклинорием Восточного хр. Хотя непосредственно разлом на границе между обеими структурами не наблюдается, но резкий перепад высоты положения кровли дочетвертичного фундамента — от 1000—1500 м на водоразделах северной части Валагинского хр. до менее 600 м в западной части грабен-синклинали при расстоянии между точками с минимальной и максимальной высотой всего 10 км — заставляет предполагать наличие здесь крупного нарушения, перекрытого четвертичными лавами и рыхлыми ледниковыми отложениями.

Данные о внутреннем строении Кроноцко-Гамченского участка ограничены. Можно отметить, что он расположен вдоль зоны высоких градиентов поля силы тяжести, ограничивающей зону поднятий полуостровов восточного побережья Камчатки (в данном случае Кроноцкого п-ова). Таким образом, выявляется основная природа грабен-синклинали, отражающей положение глубинного разлома, идущего по границе структурно-фациальных зон. Шовное положение структуры отражается и в строении ее фундамента. С запада она граничит с поднятыми блоками кремнисто-вулканогенных толщ верхнемелового возраста. В восточной части структуры фундаментом вулканогенных плиоцен-четвертичных толщ служат породы миоцен-палеогеновых серий Восточно-Камчатского прогиба. По этим данным можно с уверенностью говорить также о наложенном характере Кроноцко-Гамченского участка. По данным А. Е. Шанцера, А. И. Челебаевой и А. Р. Гептнера (1966), начало вулканической деятельности в этом районе датируется концом нижнего — началом верхнего плиоцена. Структура в большей своей части носит телескопический характер. Плиоцен-нижнечетвертичные лавовые плато на ее бортах — хр. Железнодорожном и Тумрок — захвачены современным поднятием, и кровля их располагается на абсолютных отметках 1000—1200 м. В центральной части структуры эти образования опущены, и абсолютные отметки их кровли не превышают 600—800 м. Во внутренней части грабен-синклинали отмечаются две линейные зоны высоких градиентов силы тяжести субмеридионального простирания. Они отражают положение разломов фундамента и контролируют положение основных вулканов этого района.

Большую роль в структуре Северного участка играют поперечные разломы. Так, в районе к югу от южной оконечности вулкана Шмидта лавы нижне-среднечетвертичного возраста резко погружены и современным эрозионным срезом не вскрываются. По-видимому, здесь в средне-верхнечетвертичное время существовала обширная депрессия типа той, которая в настоящее время наблюдается к югу от Авачинского вулкана. В пределах этой депрессии, занимая почти всю ее площадь, располагается массив Кроноцкой сопки. В направлении с юга на север вдоль по простиранию структуры прослеживается подъем поверхности фундамента. В среднем течении р. Богачевка плиоценовые (?) отложения вскрыты на высоте +400 — 500 м, у г. Конечная — 1000 м, а к северу от г. Тумрок на отрогах одноименного хребта они резко воздымаются, достигая отметок 1000—1200 м. В районе г. Тумрок структура поворачивает на северо-восток 45°, выходя к побережью Камчатского залива.

В северной части структура вилкообразно раздваивается. Полоса вулканических толщ поворачивает в широтном и северо-западном направлении и протягивается вплоть до Центральной Камчатской депрессии. Эта часть структуры представляет собой прогиб, совпадающий с хр. Тумрок и северной частью Валагинского хр. Развитые здесь вулканические и вулканогенно-осадочные толщи датируются, по данным А. Е. Шанцера, А. И. Челебаевой и А. Р. Гептнера (1966), плиоценом — нижнечетвертичным временем. Позднее вулканизм в пределах этой ветви структуры отмирает, и единственный расположенный здесь молодой действующий вулкан Кизимен связан с наложенным Щапинским грабеном. Весь район хр. Тумрок и северной части Валагинского хр. испытывает поднятие, включаясь в горст-антиклинальную систему Восточного хр. В то же время наблюдается экспансия пояса четвертичного вулканизма в северо-восточном направлении — по всему побережью вплоть до Камчатского залива протягивается цепь мелких шлаковых конусов и щитовых базальтовых вулканов. Она непосредственно накладывается на породы складчатого фундамента и следует вдоль разлома, разделяющего зону развития кремнисто-вулканогенных толщ и миоценовые осадки Восточно-Камчатского прогиба.

Вулканы северного участка обнаруживают тенденцию к группировке в линейно вытянутые ряды. Постройки имеют характер крупных щитообразных вулканов и стратовулканов. Кальдеры отсутствуют. Не отмечаются и выбросы кислого пирокластического материала — наиболее дифференцированные продукты извержений представлены кислыми андезитами, слагающими небольшие экструзивные купола. Среди вулканических пород резко преобладают андезито-базальты и базальты. На южной оконечности участка всю ширину структуры занимает массив огромного стратовулкана Кроноцкой сопки. Далее на север вулканические постройки образуют два ряда меридионального простирания. Западный следует вдоль границы с горст-антиклинорием Восточного хр. Он состоит из трех стратовулканов — Конради, Иульт и Сокол. Восточный группируется вдоль осевой зоны структуры, но потоки лав образующих его вулканов достигают грабена р. Богачевка. Он состоит из наложенных друг на друга разновозрастных систем вулканов. Это нижне-среднечетвертичные вулканы щитообразного типа — гора Шмидта и две крупные безымянные постройки в основании вулканов Гамчен и Колхозного. На них аккумулятивно насажены средне-верхнечетвертичные стратовулканы Сев. и Юж. Гамчен, Комарова, Колхозный, Гаврилова. Они несколько смещаются к востоку относительно древних центров.

Севернее вулкана Гаврилова, кулисообразно смещаясь к востоку, в общем меридиональном направлении следуют еще три постройки — вулканы Богачевский, Пийпа и г. Конечная. В районе г. Конечной А. Е. Шанцером отмечена плиоценовая кольцевая структура, с которой ассоциируют относительно небольшие по площади проявления игнимбритов. Это единственная структура такого рода в пределах северного участка грабен-синклинали Восточной Камчатки. На северном центриклинальном замыкании грабен-синклинали несколько обособленно расположен крупный нижне-среднечетвертичный вулканический массив Тумрок. От него в направлении на северо-восток отходит обширное лавовое плато, на котором насажен меридиональный ряд шлаковых конусов. Вулканы Юж. Гамчен и Комарова находятся в стадии фумарольной активности. В 1929 г. отмечено небольшое извержение Кроноцкой сопки. Остальные вулканы рассматриваемого участка структуры потухшие.

Центральная Камчатская депрессия представляет собой огромную по протяженности структуру. Она прослеживается в общем направлении на северо-восток от среднего течения р. Быстрая и верховьев Камчатки не юге до п-ова Озерного на севере. По морфологии, строению и степени концентрации вулканических проявлений отчетливо выделяются две части.

Южная часть Центральной Камчатской депрессии наложена на жесткий блок Z-структуры Центральной Камчатки. Это типичный грабен, ограниченный хорошо морфологически выражен-

ными в виде уступов рельефа разломами. Длина южной части депрессии 225 км, ширина 5—30 км, причем наблюдается устойчивая тенденция к расширению в северном направлении. Общая северо-восточная вытянутость структуры в значительной мере создается сочетанием протяженных меридиональных участков, смещенных секущими сдвигами северо-восточного (45°) простирания. Восточное ограничение грабена образует горст-антиклиналь Восточного хр., на западе располагается Малкинский свод. Оба борта структуры сложены однотипными толщами кремнисто-вулканогенных осадков верхнего мела, причем высшие абсолютные отметки, на которых располагаются выходы этих пород, для обоих бортов одни и те же (1100—1400 м). Это позволяет уверенно говорить о том, что формирование грабена происходило на фоне сводового поднятия, охватившего оба борта структуры. Дно грабена располагается на абсолютных отметках 200—250 м, до 300 м в области водораздела Камчатки и Быстрой. Мощность выполняющих депрессию рыхлых отложений, условно относимых к верхнеплиоцен-четвертичному времени, по геофизическим данным, 1500—2000 м. Таким образом, общая амплитуда перемещения по разломам ограничения 2500—3000 м, причем около 1000—1500 м не компенсировано осадками.

На всем протяжении грабена широко развиты мощные конусы выноса средне-верхнечетвертичного и голоценового возраста. Проявления четвертичного вулканизма отсутствуют. На время формирования структуры указывает тот факт, что плато, сложенные нижнечетвертичными эффузивами, подходя к грабену в виде полосы северо-западного простирания, со стороны Ганальского хр. на абсолютных отметках более 1500 м, перехлестывают его, и реликты их наблюдаются на западе, со стороны Срединного хр. В то же время в самом грабене выходы их отсутствуют — они погребены под мощной толщей более молодых рыхлых четвертичных отложений.

Центральная часть Центральной Камчатской депрессии от р. Кирганик до Хавывенской возвышенности имеет четкое северо-восточное простирание (СВ 20°). Длина ее 350 км, ширина 50—70 км, т. е. имеет тот же порядок, что и смежные с ней структуры поднятий. Пограничные с депрессией поднятия имеют на рассматриваемом участке принципиально различную природу и возраст заложения. На востоке это все та же горст-антиклиналь Восточного хр., заложившаяся в качестве поднятия, начиная с миоцена. Границей между ней и депрессией служит система крупно-амплитудных разломов, почти на всем протяжении выраженная в современном рельефе в виде тектонических уступов. На западе депрессия граничит со сложенной миоцен-плиоценовыми отложениями Козыревско-Быстринской системой сводов. Отмечается пологое погружение вулканогенно-осадочных толщ, развитых в хр. Козыревском и Быстринском, на восток, в сторону Центральной Камчатской депрессии. В настоящее время нет никаких оснований для проведения здесь разлома, перекрытого толщей рыхлых четвертичных отложений; по данным аэромагнитной съемки (Ривош, 1963), зона сочленения Центральной Камчатской депрессии с Козыревско-Быстринской системой сводов характеризуется полосой отрицательных магнитных аномалий с очень низким градиентом. О существовании здесь зоны напряжений свидетельствует лишь зона ареального вулканизма шириной около 10 км и протяженностью 175 км. Однако появление ее связано, скорее всего, с системой трещин растяжения — никаких смещений здесь не отмечается. Таким образом, Центральная Камчатская депрессия на рассматриваемом участке не имеет ничего общего с грабенами нормального типа — это скорее прогиб типа грабен-синклинали.

Данные о строении фундамента грабен-синклинали на участке от Асхачного увала до вулкана Шивелуч сводятся к следующему. В восточной части депрессии на абсолютных отметках +40 м прослежены выходы кремнисто-вулканогенных толщ, аналогичных развитым в пределах хр. Кумроч и условно датируемых верхнемеловым возрастом. По данным В. А. Ермакова, они протягиваются от юго-восточных подножий вулкана Шивелуч до среднего течения р. Хапица (примерно на широте вулкана Безымянного). Выходы тех же пород располагаются и в районе Асхачного увала, где кровля их выходит на абсолютных отметках +500 м. Обильные ксенолиты тех же пород установлены в лавах Удиных сопков, причем среди ксенолитов отсутствуют породы, которые можно было бы сопоставить с более молодыми (миоцен-плиоценовыми) отложениями. Во всех наблюдаемых случаях выходы кремнисто-вулканогенных пород в восточной части Центральной Камчатской депрессии непосредственно перекрываются комплексом четвертичных вулканических пород. Зона сочленения полосы развития кремнисто-вулканогенной толщи с Козыревско-Еловской системой впадин, судя по району Асхачного увала, приурочена к вулкану Кинчокла, далее на север трассируется к промежутку между Удиными и Толбачинскими сопками и, по-видимому, следует вдоль оси Ключевской группы вулканов к Шивелучу, в лавах которого также преобладают ксенолиты кремнисто-вулканогенных пород. Выражена она либо в виде крупной флексуры, либо

скорее в форме мощной зоны погребенных разломов фундамента, вдоль которой верхнемеловые отложения резко погружаются под осадки Козыревской и Еловской впадин.

Существенную роль в строении рассматриваемой части депрессии играют и поперечные структуры северо-западного (иногда субширотного) простирания. Резко поднят также Щапинский блок, а на продолжении его, непосредственно в долине р. Камчатка, по гравиметрическим данным, фиксируется крупное поднятие фундамента. Блок вытянут в северо-западном направлении, и имеет поперечник 25 км. Поперечное поднятие фундамента, по геофизическим данным, отмечается также в районе устья р. Кирганик.

По данным аэромагнитной съемки, в пределы депрессии трассируются разломы северо-западного простирания, прослеженные на стыке хр. Кумроч и Тумрок, а также по долинам рек Прав. Толбачик и Лев. Щапина. Особенно крупные разломы северо-западного простирания установлены на стыке хр. Кумроч и Тумрок. Здесь автором совместно с В. А. Ермаковым откартирован грабен, заполненный толщей слабодислоцированных вулканогенных отложений, условно отнесенных нами к верхнему плиоцену. Ширина структуры 10 км. Видимая мощность терригенной толщи 400 м. Структура разделяет поднятые блоки хр. Кумроч и северной части Тумрока (в районе г. Адриановской), где выходят кремнисто-вулканогенные толщи, условно относимые к верхнему мелу. Грабен перекрыт мегаплагиофировыми лавами основания Ключевской группы вулканов. Это — единственное место, где эти лавы заливают смежные с Камчатской депрессией горные сооружения. Учитывая превышения водоразделов на бортах грабена, где выходят кремнисто-вулканогенные толщи, и видимую мощность плиоценовых (?) отложений, суммарную амплитуду смещения по кровле кремнисто-вулканогенной толщи можно определить не менее чем в 1000 м. Разломы ограничения грабена трассируются в пределы Центральной Камчатской депрессии в виде зон высокого градиента значений магнитного поля, параллельно которым располагаются крупнейшие вулканические группы Толбачика и Удиных (вдоль разлома южного ограничения) и Зиминых сопков (вдоль разлома северного ограничения). Точно так же в виде зон повышенного градиента значений магнитного поля трассируются в пределы поля развития вулканических пород разломы северо-западного простирания, прослеженные в верховьях рр. Прав. Толбачик и Лев. Щапина. Сбросы субширотного простирания фиксируются на северном склоне Ключевской сопки и к северу от вулканов Харчинской группы. Возможно, они представляют собой ограничения секущего грабена в фундаменте.

К центральной части депрессии приурочена большая часть проявлений четвертичного вулканизма, связанных с данной структурой. Они группируются в общей полосе северо-восточного простирания, которая, как показано выше, по-видимому, соответствует стыку двух разнородных блоков фундамента. Простирание полосы совпадает с простиранием грабена р. Прав. Щапина, являясь продолжением этой зоны растяжения.

В районе Ключевской группы вулканов, расположенной на юго-западном окончании упомянутой полосы, конусы новейших вулканов аккумулятивно насажены на мощный комплекс вулканогенного плато, сложенного различными по составу (от базальтов до андезитов) лавами. Представляется существенным рассмотреть тектонику верхнего структурного этажа, образованного комплексом лавовых плато. Анализируя абсолютные отметки кровли толщи мегаплагиофировых лав, можно отчетливо выделить три основные структуры.

Первая из них представляет собой устойчивые реликты плато, образованные лавами на стыке Кумроча и Тумрока, упомянутые выше устойчивые останцы, располагающиеся на междуречье Прав. и Лев. Толбачика и, судя по данным Б. И. Пийпа, Кинчоклокский и Асхачный долы. Все они располагаются по южной и юго-восточной периферии Ключевской группы вулканов и, по всей видимости, не испытывали существенных перемещений после излияний образующих их лав.

Вторая структура — крупная вулcano-тектоническая депрессия в южной части Ключевской группы вулканов. Плато, находящееся в районе Хапичинского дола и Асхачного увала на абсолютных отметках около 1000 м, оборвано сбросами значительной амплитуды. Разломы выражены в виде тектонических уступов, которые образуют широкое разомкнутое на север полукольцо. В пределах депрессии лавовые комплексы, слагающие эти высоты, опущены на 400—700 м и выходят на абсолютных отметках 300—600 м. Выходы их располагаются вдоль речных долин по периферии структуры; всю центральную часть ее занимают молодые базальтовые потоки, связанные с многочисленными шлаковыми конусами зоны ареального вулканизма к югу от Толбачика.

С севера депрессию замыкают вулканические группы Малой и Большой Удиных сопков и массив Толбачикских сопков, состоящий из двух вулканов — Плоского и Острого Толбачика (рис.

7). Обе группы вытянуты в северо-западном направлении (Пийп, 1956). Для всех этих вулканов характерна асимметрия гипсометрических отметок их основания. Так, однотипные по составу и возрасту комплексы вулканов Большая и Малая Удина на северном и северо-восточном склонах перекрывают лавы фундамента на отметках около 1000 м, т. е. таких же, что и отмеченные на Хапичинском долу и Асхачном увале. На южном и юго-западном склонах они перекрывают лавовые комплексы фундамента на отметках 600 м, т. е. таких, которые характерны для дна депрессии. Аналогично ведут себя и нижние горизонты лав Толбачикского массива, прослеживаемые в восточной части вулкана Плоский Толбачик. Причина подобной асимметрии станет понятной, если учесть, что к вулкану Малая Удина с востока примыкает тектонический уступ северо-западного простираения, по которому лавовые комплексы фундамента смещены как раз на ту же амплитуду. Ясно, что сравнительно молодые постройки вулканов, входящих в группу Удиных и восточной части Толбачикских сопок, располагаются на тектоническом уступе северо-западного простираения, который они маскируют своими лавами (рис. 7).

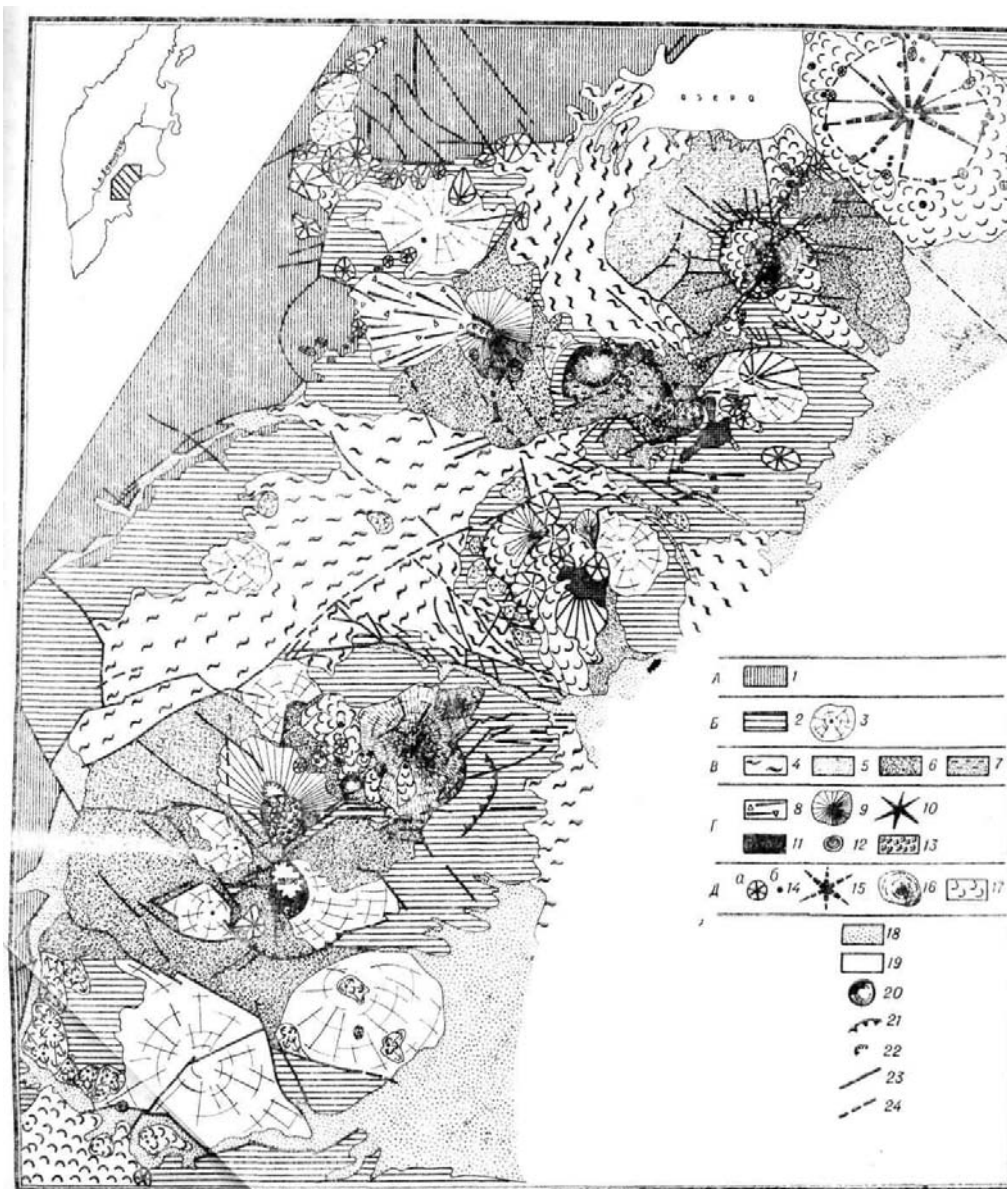


Рис. 6. Геологическая карта района четвертичного кислого вулканизма на Восточной Камчатке (Жупановско-Семьячичский район).

А — дочетвертичные складчатые комплексы. Б — стадия базальтово-андезит-базальтового вулканизма (N_2 — Q_{1-2}). (2 — плато-эффузивы, 3 — щитовые вулканы). В — главная (кальдерообразующая) стадия кислого вулканизма (Q_2^1 — Q_3^1). (4 — покровы игнимбритов, 5 — покровы пемзы, 6 — пемзово-почвенные покровы, 7 — пемзово-озерные отложения). Г — стадия посткальдерного вулканизма Q_3^2 — Q_4 . (8 — отложения направленного взрыва, 9 — андезитовые и андезито-базальтовые стратовулканы, 10 — дацитовый стратовулкан Карымский, 11 — группы экструзивных куполов, по составу от андезитовых до липаритовых, 12 — отдельные крупные экструзивные купола, в основном наиболее молодые, 13 — потоки вязкой кислой лавы). Д — голоценовая стадия базальтового вулканизма (14: а — мелкие базальтовые вулканы, б — шлаковые конусы, 16 — большие базальтовые стратовулканы, 17 — потоки базальтовой лавы, 18 — недиагenezированные четвертичные осадки, 19 — районы, находящиеся под водой — океан и озера, 20 — маары и взрывные кратеры, 21 — разломы вулcano-тектонического происхождения, 22 — кратеры, 23 — разломы наблюдаемые, 24 — разломы, перекрытые чехлами пирокластики).

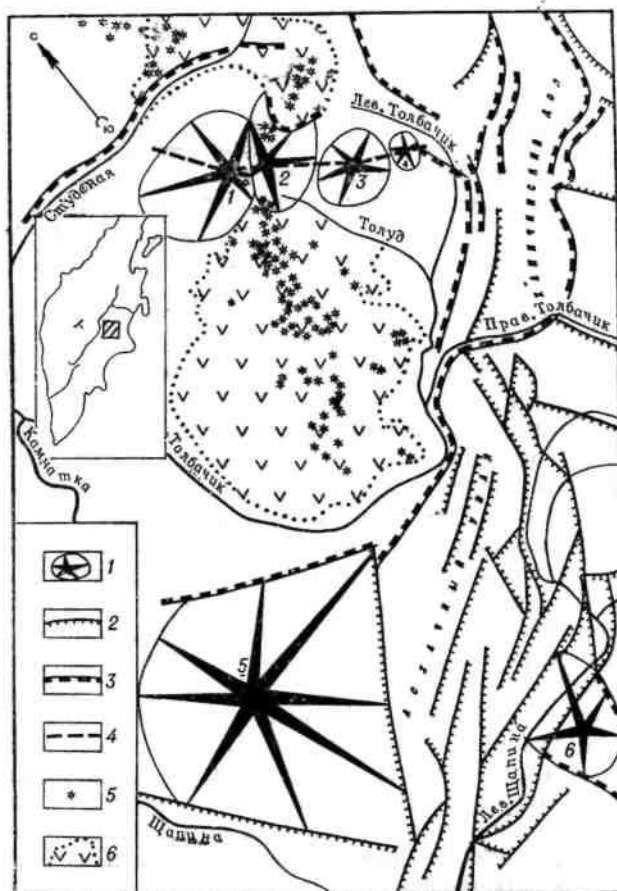


Рис. 7. Вулкано-тектоника южной части Ключевской группы вулканов.

1 — вулканы; 2 — разломы; 3 — сбросы, ограничивающие вулкано-тектонические депрессии; 4 — предполагаемые разломы фундамента, контролирующие вулканические группы; 5 — шлаковые конусы; 6 — поле широкого развития молодых лавовых потоков. Цифры в поле рисунка — вулканы: 1 — Острый Толбачик; 2 — Плоский Толбачик; 3 — Большая Удина; 4 — Малая Удина; 5 — Кинчокла; 6 — Кизимен.

На картах изодинам *АТ* четко читается зона повышенных градиентов, ориентированная в северо-западном направлении вдоль южного подножия Удиных сопок.

Эта зона продолжается разломами, идущими по долине и правому борту р. Студеная, и представляет собой крупноамплитудные (до 700 м) сбросы, по которым опущено южное крыло. Они имеют форму пологой дуги, разомкнутой на юг. Амплитуда их меняется по простиранию, затухая к западу. На востоке тектонические уступы погребены под лавами молодых излияний многочисленных шлаковых конусов верховий р. Студеная. Эти уступы можно считать элементами системы разломов обрамления рассматриваемой депрессии.

Вся структура, следовательно, представляется в виде открытого на запад овала, протягивающегося от северной оконечности Асхачного увала к Хапичинскому долу, далее под Удиными сопками и, наконец, замыкающегося системой разломов правого борта долины р. Студеная.



Рис. 8. Геологические карты областей кислого четвертичного вулканизма в пределах Срединного хребта Камчатки (по Э. Н. Эрлиху, Ф. Ш. Кутыеву).

I — Хангар. II — Ичинский вулкан. А : 1 — дочетвертичные складчатые комплексы фундамента; 2 — миоценовые интрузии гранитоидов. Б. Первый цикл четвертичного вулканизма (N_2 — Q_1 —2): 3 — щитовые базальтовые вулканы; 4 — экструзивные купола (от андезитов до обсидианов по составу). В. Главная стадия кислого вулканизма (Q_2^3 — Q_1^3): 5 — стратовулканы (дацитового состава на Хангаре и андезито-дацитового на Ичинском вулкане). Экструзивные купола, сложенные: 6 — амфиболсодержащими андезитами на Ичинском вулкане и ортопироксенсодержащими андезитами на Хангаре; 7 — стекловатые дациты с орто- и клинопироксенами и плагиоклазом № 60 — 80; 8 — амфиболсодержащие андезиты и андезитодациты; 9 — обсидианы. Г. Новейшая стадия посткальдерного вулканизма (Q_3^2 — Q_4): 10 — взрывные кратеры; 11 — купола биотитовых липаритов; 12 — дацитовые стратовулканы; 13 — новейшие дацитовые экструзивные купола; 14 — потоки вязких кислых лав; 15 — потоки и покровы пемзы. Д. Стадия новейшего базальтового вулканизма: 16 — мелкие вулканы и шлаковые конусы. 17 — лавовые потоки; 18 — щитовые вулканы; 19 — недиагенезированные четвертичные отложения аллювиальные, гляциальные и флювиогляциальные; 20 — разломы по контуру вулканотектонических депрессий; 21 — сбросы (наблюдаемые); 22 — разломы (предполагаемые).

Депрессия ограничена в общем одновозрастными лавовыми комплексами, падающими под большими углами по периклинали от депрессии. В западной части — от г. Кинчокла до р. Студеная — структура разомкнута. Весьма возможно, что на этом участке тектонические уступы залиты мощными покровами базальтовых лав новейших излияний. Можно, таким образом, заключить, что мы имеем дело с крупной вулканотектонической депрессией. Образование ее предшествует формированию Удиных и Толбачикских сопок.

Наконец, существенным моментом является выделение центрального поднятия, идущего по оси Ключевской группы вулканов. Оно отчетливо фиксируется резким повышением уровня кровли мегаплагиофировых лав. По линии разлома, идущего вдоль ледника Желтый, на северном склоне вулкана Зимины сопки уровень абсолютных отметок кровли мегаплагиофировых лав изменяется на 700 м: от 800 м в верховьях р. Сухая Зимины и к востоку от ледника до 1500 м к западу и северо-западу от него. Аналогичный скачок наблюдается и для абсолютных отметок кровли толщи мегаплагиофировых лав, лежащих в основании Плоских сопки: от 2100 м в районе между Дальней Плоской сопкой и Камнем до 1000—800 м в западной части массива. Структура центрального поднятия нуждается в дальнейшей детализации и расшифровке. Однако уже сейчас можно отметить, что вдоль его бортов проходят серии крупных разломов. Они отчетливо наблюдаются в районе стыка вулкана Камень и Плоской сопки и вдоль ледника Желтый. Полоса проявлений относительно кислого вулканизма (склоны Зиминой сопки, Плотина, вулкан Безымянный, экструзия Камня) в целом совпадает с выделяемым поднятием.

Расположение вулканических проявлений на этом участке Центральной Камчатской депрессии характеризуется четкой продольной и поперечной зональностью. Условно здесь выделяются три группы вулканов. Первая, южная — Ключевская группа вулканов, расположенных по склонам центрального поднятия: вдоль восточного склона — Ключевская сопка, Камень, Безымянная сопка, на западном борту — массив Плоской сопки. В южной части Ключевской группы вулканов аппараты центрального типа располагаются вдоль линии крупных поперечных разломов фундамента, совпадающих с южным бортом поднятия. Простирание рядов вулканов здесь субширотное — северо-западное. Таков массив Зиминых сопки, расположенный вдоль линии широтного простирания, северо-западный ряд, вдоль которого следуют вулканы Бол. и Мал. Удины сопки, Плоский и Острый Толбачик. Поперечная зональность в размещении вулканов Ключевской группы проявляется в приуроченности андезитовых экструзий к восточной ее части и локализации на западе линейных зон ареального базальтового вулканизма и кальдер гавайского типа (вулканы Плоский Толбачик и Дальняя Плоская сопка).

Северное подножие центрального поднятия оборвано зонами разломов широтного простирания, совпадающими с долиной р. Камчатка у пос. Ключи. Разломы имеют дочетвертичный возраст и фиксируются лишь узкими линейными зонами интенсивных магнитных аномалий. К северу от этой зоны расположены два небольших вулкана — Харчинский и Заречный. Они объединяются в группу вулканов Харчинских гор, развитие которой теснейшим образом связано с развитием вулканов Ключевской группы (см. главу V). И наконец, вдоль разлома северо-западного простирания, образующего северную границу центрального участка Центральной Камчатской депрессии, расположен вулканический массив Шивелуч.

Грабен-синклиналь Срединного хр. совпадает с одноименной зоной четвертичного вулканизма. Считалось, что территория зоны полностью отвечает территории горной системы Срединного хр., по крайней мере, в северной ее части. Однако детальные исследования площадей выходов четвертичных эффузивов, проведенные в последние годы, позволили установить, что проявления четвертичного вулканизма в зоне Срединного хр. резко смещены к западу относительно Козыревско-Быстринской системы поднятий и лишь частично накладываются на нее. Анализ геологических данных и дешифрирование аэрофотоснимков, проведенные автором, показали, что граница между вулканической зоной и этой системой поднятий почти повсеместно фиксируется зонами крупноамплитудных сбросов.

Учитывая резкое прекращение четвертичного вулканизма к востоку от этих сбросов, резонно определить их как восточную границу рассматриваемой вулканической зоны. Наиболее западные вулканы зоны располагаются на территории прибрежной низменности, и практически никаких морфоструктур к западу от них нет. Однако следует учесть, что вдоль западной границы зоны располагаются исключительно вулканы ниже-среднечетвертичного возраста (за исключением весьма специфического района Ичинского вулкана). Соответственно, при определении западных границ зоны необходимо искать морфоструктуры, активно жившие в ниже-среднечетвертичное время и прекратившие существование в более поздний период. Структурой такого рода является Тигильско-Паланская система поднятий. Западная граница вулканической зоны Срединного хр. четко следует вдоль восточной границы этой системы. Более того, непрерывная полоса четвертичных вулканов в западной части зоны Срединного хр. протягивается от Ичинского вулкана до Кетепаны, далее она прерывается и появляется вновь лишь к северу от р. Воямполка. Участок, на котором четвертичные вулканы отсутствуют, соответствует району резкого погружения шарнира Тигильского поднятия. Связь, таким образом, устанавливается достаточно отчетливо.

Это позволяет считать Тигильско-Паланскую систему поднятий западным ограничением вулканической зоны Срединного хр. Следовательно, зона приурочена к участку замедленного поднятия, ограниченному двумя системами интенсивно растущих линейных сводов — Козыревско-Быстринского и Тигильско-Паланского.

Поперечные границы зоны четко тяготеют к двум крупным диагональным швам — долгоживущим зонам разломов северо-западного простираия. На юге это разлом, ограничивающий Малкинский свод, вдоль которого происходит резкое погружение метаморфических толщ под осадочные и осадочно-вулканогенные толщи третичного и четвертичного возраста. На севере вулканогенный пояс резко оборван другой системой разломов северо-западного простираия, ограничивающей Северо-Камчатско-Олюторский блок. На северном ограничении вулканической зоны Срединного хр. вдоль нее фиксируется резкое ступенчатое поднятие плиоцен-миоценового комплекса фундамента вулканогенного пояса, далее он примыкает к горст-антиклинальной системе, образующей северную часть Срединного хр.

Зона имеет сложную мозаичную структуру. В крайней юго-восточной части вулканического пояса, примыкая к Козыревско-Быстринской системе поднятий на востоке и диагональному шву на юге, располагается структура, условно названная мной блоком Оччамо. Блок вытянут в общем северо-восточном направлении, простираие его 45° , длина 70 км. Ширина резко меняется от 15 до 50 км. Восточной границей блока, по которой происходит сочленение со сводом Козыревского хр., является грабен Эссо — узкая (6—8 км) шовная структура, которая геоморфологически выражается в долине р. Быстрая (Козыревская). Грабен ограничен сбросами с амплитудой смещения 300—400 м. Если в пределах свода Козыревского хр. абсолютные отметки кровли выходов алнейской серии достигают 1000 м, то к западу, в блоке Оччамо, они не превышают 800 м.

Западной границей служит сбросовый уступ, идущий по правому борту долины р. Быстрая (Хайрюзовская).

Блок имеет ступенчатое строение. Он разбит серией разломов северо-западного простираия, по которым происходит опускание поверхности фундамента — от 1000 м на сочленении с Малкинским сводом у Диагонального шва до 600 м на северо-восточном окончании блока у вулкана Уксичан. Крупные разломы северо-западного простираия отмечаются, в частности, по долинам рек Оемтевлан, Димшикан. В пределах блока локализуются несколько крупных древнечетвертичных вулканов. Все они близки к типу щитообразных построек. Лавы вулканов полностью бронируют поверхность блока, растекаясь по периклинали от центров извержения. Крупнейшие центры такого рода — вулкан Уксичан с кальдерой типа Глен-Ко диаметром 12 км, в центре которой расположен крупный экструзивный купол, вулканы Бонгабти и Оччамо с эрозионной кальдерой. На юг от Оччамо лавы плато-эффузивов бронируют всю территорию, но мощность их невелика и центры извержений, с которыми они связаны, неизвестны. Два небольших молодых стратовулкана располагаются в грабене Эссо, против вулкана Оччамо.

К западу от блока Оччамо вулканические плато оборваны системой крупноамплитудных сбросов (величина смещения более 700 м), проходящих вдоль борта долины р. Быстрая (Хайрюзова). Здесь располагается крупнейшая вулканотектоническая депрессия — Ичинская (рис. 8). Она имеет форму овала, вытянутого в общем север-северо-восточном направлении. Размеры ее поперечника 30 км. Депрессия располагается на стыке нескольких крупнейших структур фундамента. Центральную часть ее пересекает крупный разлом северо-западного простираия — Диагональный шов, по которому Малкинский свод сочленяется с неогеновыми и четвертичными вулканическими поясами центральной и северной частей Срединного хр. Ось депрессии следует простираию смежных поднятых блоков Тигильской системы поднятий и разграничивает поля развития неогеновых вулканических толщ, подходящих с востока, со стороны Козыревско-Быстринской системы сводов, и одновозрастных ей осадочных комплексов Западно-Камчатского тылового прогиба. В продольном направлении депрессия отчетливо разделяется на три блока.

Наиболее опущенный из них — Центральный расположен в кольцевой системе разломов, идущих от р. Гигигилан на севере до района к югу от вулкана Сев. Черпук, где они совпадают с зоной Диагонального шва. Блок имеет овальную, близкую к изометрической форму. Размер его 30 км. Фундамент в его пределах опущен ниже врезов современной гидросети, т. е. по крайней мере ниже абсолютных отметок 250—300 м. В пределах блока располагается крупнейший вулканический центр зоны Срединного хр. — вулкан Ичинский, сложное сооружение диаметром 25 км и высотой 3600 м, состоящее из окружающих его кольцом блоков останцев базальтовых плато и древних экструзий (древняя сомма), молодой соммы и центрального конуса. По периферии вулкана

располагается кольцо молодых, голоценовых экстрוזий с потоками кислых лав, у южного его подножия — молодой базальтовый конус Сев. Черпук. Учитывая кольцевую форму опущенного блока и расположение в его пределах единого крупного вулканического центра, эта структура трактуется как кальдера вулкана Ичинского.

Северный и Южный блоки депрессии приподняты — породы фундамента здесь выходят на абсолютных отметках около 500 м. В северном блоке располагается группа щитообразных бескальдерных вулканов — Бол. Паялпан, Этопань, Нюлканде, Тынуа, Мал. Паялпан и др. Они образуют дугу, следующую контуру основания вулкана Ичинского. Южнее их расположена группа экстрюзивных куполов района г. Гигигилен. Северное ограничение структуры выражается дуговым сбросовым уступом, идущим по правобережью р. Вторая Белоголовая. Южный блок почти целиком занят крупным щитовым бескальдерным вулканом Лаучан. В центральной части его на древний щит насажен молодой базальтовый вулкан Юж. Черпук, а близ южной границы расположена группа небольших вулканов — Лаучан, Продольный, Кабала и др., образующие ряд северо-восточного простирания. Общая протяженность этого ряда 40 км. Всего здесь насчитывается 5 крупных центров и много мелких лавовых вулканов.

Севернее Ичинской вулcano-тектонической депрессии между г. Янг-Янг и Янга-Ягай расположен поднятый блок. Здесь неогеновые вулканогенные комплексы подняты на высоту 700—1000 м и перекрыты останцами нижнечетвертичных базальтов. Далее на север вдоль восточной границы Тигильского поднятия, продолжая общее простирание Ичинской депрессии, расположены крупные щитообразные вулканы нижне-среднечетвертичного возраста. С юга на север это сдвоенная группа вулканов Большой и Кекукнайский (Ленинградец) и огромный массив Кетепана. Вершину Кекукнайского вулкана венчает небольшая кальдера диаметром 6 км. Два других вулкана относятся к бескальдерному типу. Фундамент вулканов имеет абсолютные отметки 400 м. В основании вулканов Большой и Кетепана залегают осадочные неогеновые толщи Западно-Камчатского прогиба, а в основании вулкана Кекукнайский — нижнечетвертичные базальты.

К северу от вулкана Кетепана вулканические проявления отсутствуют. Вулканический пояс здесь смещается на восток. Между вулканом Кекукнайский, блоком Оччамо и поднятием Быстринского хр. располагается Анаунский вулканический район (рис. 9). Он занимает ромбовидный в плане блок размером 40х45 км. Фундаментом вулканов являются плато, сложенные нижнечетвертичными базальтами. Высота его поверхности не превышает 800 м. Неогеновые вулканогенные комплексы погружены ниже врезов речной сети, т. е. кровля их залегает глубже 600 м. С трех сторон ограничения блока выражены сбросами. Эти сбросы, идущие вдоль западного борта Быстринского свода, по р. Анавгай и далее по склону массива Окси, разлом северо-западного простирания к югу от верховий р. Тигиль, а с юга — сбросы, ограничивающие блок Оччамо. Вся поверхность блока занята верхнечетвертичными — голоценовыми базальтами, связанными с многочисленными линейно ориентированными мелкими лавовыми вулканами, шлаковыми конусами и щитовыми вулканами исландского типа.

В южной части района преобладают шлаковые конусы, образующие четкие линии северо-восточного простирания (45°). Шлаковые конусы насажены на лавовые валы, связанные, по-видимому, с начальными этапами трещинных излияний. Юго-западные окончания этих линий перехлестывают границы блока и накладываются на склоны вулкана Уксичан. На окончании одной из этих линий расположен крупный щитообразный вулкан Чингейнгейн, а в центральной части другого ряда, судя по данным аэромагнитной съемки, на пересечении его с зоной разломов меридионального простирания — вулкан Анаун. Последний представляет собой сложную постройку, в основании которой лежит щитовой вулкан. На него насажен шлаковый конус, прорванный экструзией андезитов. В северной части вулкана расположен секторный грабен. В северной части района шлаковые конусы отсутствуют. Здесь располагается широтный ряд щитовых вулканов исландского типа и принадлежащий к тому же типу массив Янпат, имеющий сложную конфигурацию. С северо-запада к нему примыкает ряд щитовых вулканов северо-восточного простирания. К западу от р. Тихая широко развиты шлаковые конусы и потоки базальтов на склонах и в кальдере вулкана Кекукнайский, связанные с наложением молодых трещин на это древнее сооружение.

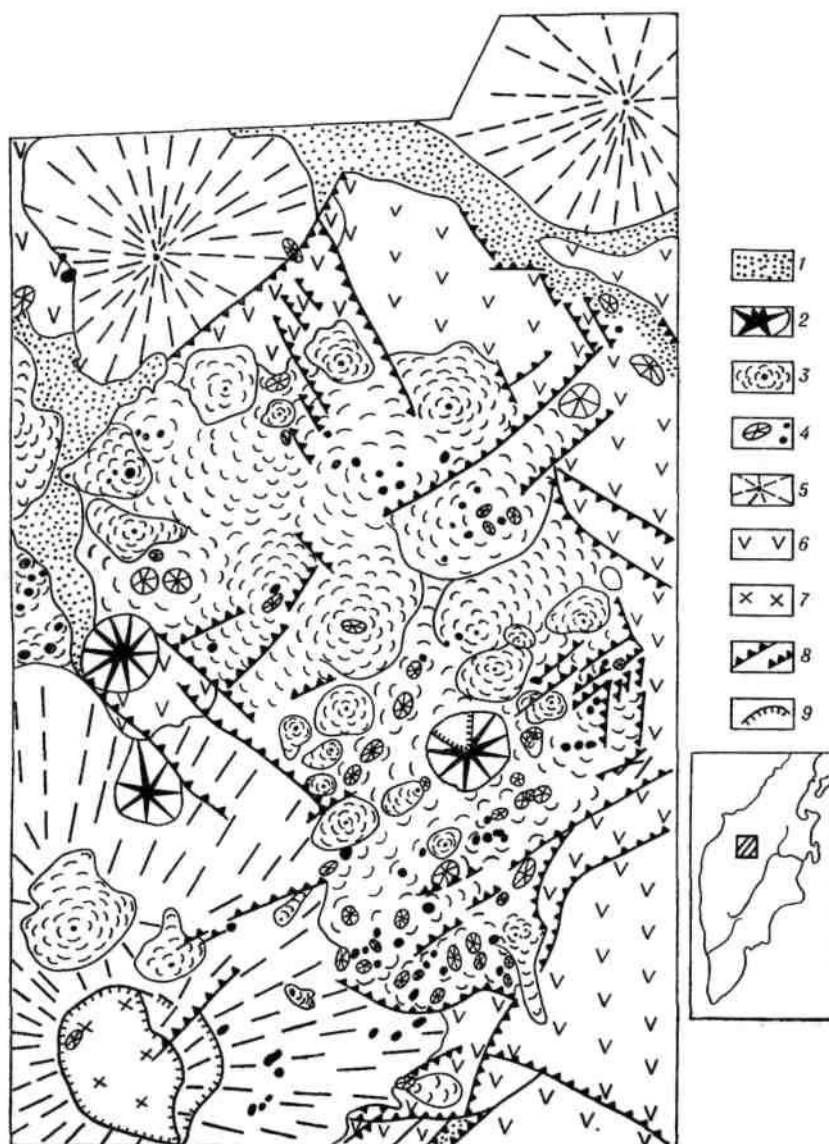


Рис. 9. Схема Анаунского района ареального вулканизма.

1 — рыхлые четвертичные отложения; 2 — небольшие стратовулканы базальтового и андезито-базальтового состава; 3 — щитовые вулканы исландского типа; 4 — шлаковые конусы; 5 — щитообразные вулканы Q_1 — Q_2 ; 6 — поле развития вулканогенных пород неогена; 7 — кислые экструзивные купола; 8 — сбросы; 9 — кальдера вулкана Уксичан.

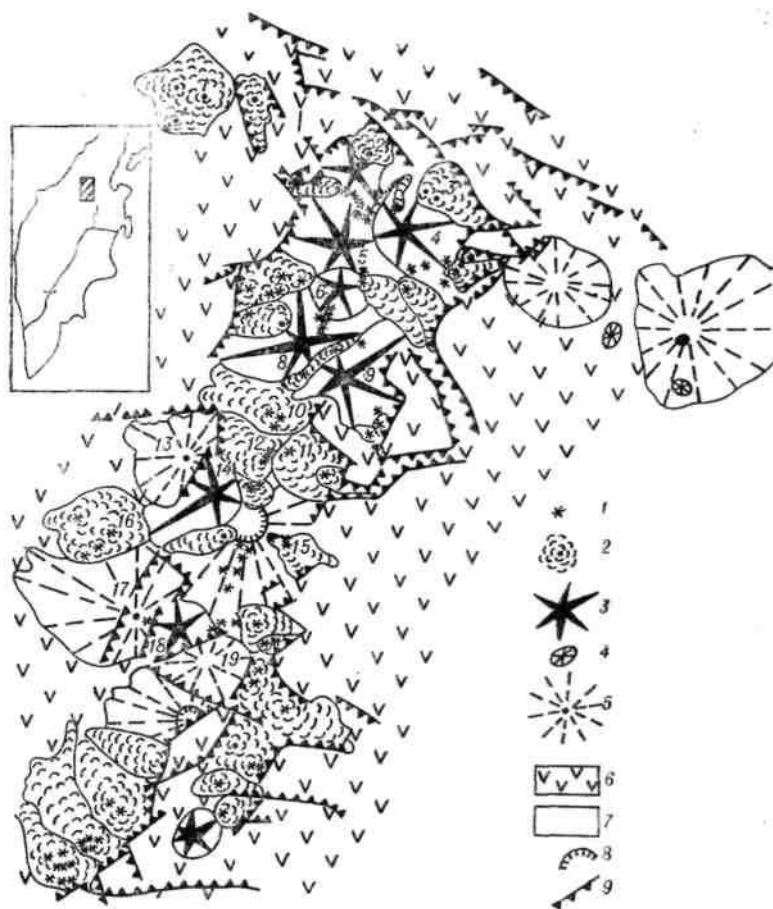


Рис. 10. Схема вулканического района северной части зоны Срединного хребта.

1—шлаковые конусы; 2 — щитовые вулканы исландского типа; 3 — стратовулканы Q_3-4 ; 4 — крупные шлаковые конусы; 5 — щитообразные вулканы Q_1-2 ; 6 — поле выходов вулканогенных толщ неогена и вулканических плато Q_1 ; 7 — новейшие базальтовые потоки; 8 — кальдеры; 9 — сбросы.

Всего в Анаунском районе 100 вулканических центров, а общий объем излившихся за верхнечетвертичное — голоценовое время лав составляет, по подсчетам Н. В. Огородова, 200 км^3 . К северу от Анаунского вулканического района цепь крупных щитообразных вулканов нижне-среднечетвертичного возраста протягивается от вулканов Большой и Кекунайский в направлении на северо-восток, косо секущем по отношению к общей вытянутости орографических элементов. Зона эта (Эрлих, 1960) включает, кроме двух названных центров, такие вулканы, как Мал. Кетепана, Бол. и Мал. Чекчебонай, Переваловый, Овальный. Общая ее протяженность 180 км. Никаких перемещений поверхности фундамента вдоль этой линии не фиксируется. Однако отмечается, что она является границей полей развития вулканогенных толщ алнейской и анавгайской серий и осадочных миоцен-плиоценовых комплексов.

На примыкании этой линии вулканов к своду северной части Срединного хр. расположен крупный долгоживущий вулканический центр Алней-Чашаконджа. Далее к северу прослеживается несколько эшелонированных зон щитовых вулканов исландского типа и шлаковых конусов голоценового возраста. Они имеют то же, северо-восточное, простирание. Протяженность каждой из них 30—40 км. С севера на юг это ряд Леутонгей — вулкан Горного Института, группа Терпука, Кебелей — гора Красная, группа Кебенея — Калгауча и ряд гор Черная — вулканы Олений и Кастрюля (всего 7 рядов). Система эшелонов вытягивается вдоль борта Срединного хр. на 50 км. Наиболее удаленные на северо-восток голоценовые вулканы перекрывают комплекс пород фундамента на абсолютных отметках около 1300 м, в то время как подошва вулканов, расположенных на

юго-западных оконечностях эшелонов, имеет высоты всего около 150—200 м. Это дает основание предполагать в этом районе сбросовый уступ, скрытый под покровами голоценовых базальтов. На продолжении простираения отдельных рядов прослеживаются пунктирные зоны шлаковых конусов и мелких лавовых вулканов, пересекающие свод Срединного хр. Всего здесь около 25 щитовых вулканов и около 400 мелких одноактных лавовых вулканов и шлаковых конусов.

К северу от района Леутонгея основная часть вулканического пояса располагается в узком грабене, идущем в северо-восточном направлении вдоль водораздельной части Срединного хр. Поперечной зоной разлома северо-западного простираения грабен делится на две части.

Южная часть имеет длину 30 км и ширину 20 км. Его восточный борт ограничен четким прямолинейным сбросовым уступом высотой 250 м, обрывающим эффузивно-пирокластические толщи миоцена—плиоцена (анавгайская и алнейская серии). Западный борт структуры выражен менее четко; сбросовый уступ здесь местами сильно разрушен эрозией и следится пунктирно. Максимальная высота его 100 м. Он обрывает осадочные отложения кавранской серии и аккумулятивно насаженные на них останцы вулканических аппаратов ниже-среднечетвертичного возраста. Абсолютные отметки выходов дочетвертичных отложений на восточном борту грабена в среднем 200 м, на западном борту максимальная высота останцев ниже-среднечетвертичных эффузинов 400 м. Абсолютные отметки выходов фундамента в пределах дна грабена вдоль западной его границы равны 300 м, у восточной границы выходы фундамента не фиксированы, но урез воды примыкающих к сбросовому уступу подпрудих озер равняется 400 м. Дно грабена целиком покрыто потоками базальтов, связанными с расположенными здесь голоценовыми щитовыми вулканами и шлаковыми конусами. Крупнейшими из них являются вулканы Рассошина, Титила, Междусопочный и Пирожникова. Кроме них, есть более 30 мелких лавовых вулканов. В южной части грабена вулканы образуют ряды того же кососекущего простираения СВ 45°, что и расположенные южнее ряды районов Леутонгея и Кебенея; севернее вулканы следуют общему простираению грабена — СВ. К северу от г. Мельпо описываемая часть грабена оборвана разломом северо-западного простираения.

Расположенная за разломом северная часть грабена (рис. 10) резко расширяется до 25 км. Восточная его граница при этом сохраняет положение и характер, прямо продолжая описанный выше сбросовый уступ. На некоторых участках разлом восточного обрамления смещается небольшими секущими разломами северо-западного и северо-восточного (45°) простираения. Западная граница резко меняет свое положение, смещаясь почти на 12 км. Амплитуда смещения по разлому около 900 м, но к югу от р. Бол. Ликвэн резко затухает, и разлом почти нацело залит лавами молодых голоценовых вулканов. При этом с западного борта грабена выходят не осадочные толщи, как ранее, а эффузивно-пирокластические породы, аналогичные породам восточного борта. В восточном борту грабена эффузивно-пирокластические толщи моноклинально падают на восток, а в западном — на запад (Огородов, 1966). Предполагается, что центры излияний, создавших эти толщи, располагались на месте центральной части грабена. Таким образом, область современного опускания занимает осевую часть вулканической гряды, существовавшей, по-видимому, с плиоцена по нижнечетвертичное время. Сравнивая эти данные с положением южного участка грабена на границе полей распространения осадочных и вулканогенных толщ, можно констатировать секущий характер этой структуры по отношению к комплексам фундамента. Абсолютные отметки выходов пород фундамента у границ грабена 950—1100 м. На дне грабена выходы комплексов фундамента не фиксируются, несмотря на то, что максимальные врезы рек достигают отметок 150—100 м.

Территория рассматриваемого участка грабена, как и южной его части, целиком занята верхнечетвертичными голоценовыми вулканами. Сведения о них крайне ограничены. Преобладают крупные вулканические центры, среди которых имеются и щитовые вулканы, и крупные стратовулканы. Состав лав преимущественно базальтовый и андезито-базальтовый. Всего здесь двадцать семь вулканов центрального типа, среди них такие крупные, как Алнгей, Хувхойтун, Острая, Снеговой и др., а также около 30 мелких лавовых вулканов и шлаковых конусов. В основном вулканы образуют ряды, вытянутые вдоль оси грабена в северо-восточном направлении. Однако на юге рассматриваемого участка они четко группируются в линию простираением северо-восток 45°. Такого же рода линия прослеживается по группировке мелких лавовых вулканов и шлаковых конусов в центральной части структуры. Линия эта находит прямое продолжение в сбросах, секущих разломы ограничения грабена под пологим углом. Западнее грабена в понижении между аккумулятивно-тектонической структурой неогенового вулканического пояса Козы-

ревско-Быстринского свода и Паланским поднятием расположены плато, сложенные нижне-четвертичными базальтами.

К северу от ограничивающего грабен разлома в верховьях р. Хайлюли сплошное поле четвертичных эффузивов отсутствует. Здесь в непосредственной близости от разлома на ступенчато воздымающихся блоках фундамента расположено несколько изолированных небольших щитовых вулканов. На этом вулканическая зона Срединного хр. заканчивается.

* *
*

Вне вулканических поясов, в горст-антиклинальных поднятиях сосредоточено не более 1—3% общего объема четвертичных вулканических пород Камчатки. Они накладываются здесь на складчатые комплексы дочетвертичного фундамента. Андезитовые стратовулканы, как правило, отсутствуют. Параллельно развиваются два типа вулканических форм — дацит-липаритовые экструзивные купола и шлаковые конусы и мелкие лавовые вулканы базальтового состава. Крупнейшим из такого рода обособленных центров вулканизма является Хангар. Он расположен в центральной части Срединного массива в поле гнейсов. Вулкан и связанные с ним мелкие центры извержения приурочены к вулcano-тектонической депрессии размером 12х15 км. Амплитуда опускания по разломам ограничения структуры 800—1000 м. Первый этап вулканизма в пределах этой депрессии характеризуется ростом крупного дацитового стратовулкана, а на заключительных фазах параллельно возникают шлаковые конусы базальтов и дацит-липаритовые экструзивные купола. Одновременно происходят выбросы пемз. Таким образом формируется своеобразная контрастная серия базальт — дацит — липарит.

Другой район развития контрастной серии такого же рода приурочен к горст-антиклинальному поднятию в южной части жесткого блока Z-структуры Центральной Камчатки. Здесь в полосе бухта Медвежья — Паратунка — Большие Банные Ключи располагается значительное количество дацит-липаритовых экструзий и рядом с ними шлаковых конусов и мелких лавовых вулканов, сложенных базальтами. Эти центры образуют полосу северо-западного простирания, соответствующего простиранию поднятого блока. Отдельные экструзии или шлаковые конусы располагаются на трещинах отрыва широтного простирания, оперяющих сдвиги северо-восточной и северо-западной ориентировки. Все вулканические проявления этого района носят ареальный характер и не связаны с жизнью какого-либо крупного вулканического центра. Мелкие экструзии дацит-липаритового состава и шлаковые конусы базальтов изредка отмечаются и в других горст-антиклинальных зонах — Валагинском хр., Кумроче, Козыревско-Быстринской системе сводов Максимальное развитие базальтовых шлаковых конусов и мелких вулканов приурочено к зонам секущих грабенов.

* *
*

В целом, несмотря на некоторые различия в структуре, Центральный в Южный блоки Камчатки характеризуются общностью как исторического развития (островная дуга неогенового времени), так и современной структуры. Общими для них являются, кроме того, две важные характеристики современной структуры.

Прежде всего, это характер сочленения Южного и Центрального блоков Камчатки с океаническими структурами. Вдоль границы от мыса Лопатка до п-ова Камчатского мыса проходит глубоководный желоб — северное окончание Курило-Камчатского желоба. Глубина желоба на камчатском его участке уменьшается сравнительно с курильским. Она не превышает 7500 м, а в направлении на северо-восток доходит до 6000 м, т. е. на 1000 — 2000 м меньше, чем на участке против Курильской дуги. Изменяется и ширина желоба. Средняя его ширина на участке против берегов Камчатки 50 км, т. е. он в 1,5 раза шире участка желоба, соответствующего Курилам. Желоб сохраняет форму узкого телескопического грабена, обычную для такого рода структур, входящих в систему островных дуг нормального типа.

От желоба отходят три крупных ответвления — впадины меридионального простирания. Глубина впадин 4500 — 2000 м, протяженность 175—200 км, ширина 50 км. Они прямо продолжают в заливах восточного побережья Камчатки. Впадины разделены подводными хребтами меридионального простирания, примыкающими к п-овам Шипунскому, Кроноцкому и Камчатского мыса. На камчатском участке желоба ось впадин примыкает к оси желоба под углом 45°. В

районе южной оконечности п-ова Камчатского мыса к Курило-Камчатскому желобу примыкает западная оконечность Алеутского желоба. Однако замыкание Курило-Камчатского желоба происходит на 100 км севернее — он продолжается в виде глубоководной (3500—4000 м) впадины, отделяющей Командорские о-ва от п-ова Камчатского мыса.

Другой характерной чертой, в равной мере присущей Южному и Центральному блокам Камчатки, является наличие сейсмофокальной зоны. Основные черты сейсмичности Камчатки рассмотрены в работах П. И. Токарева (1959), С. А. Федотова (1963, 1966), Федотова, Фарберова (1966). По их материалам сейсмофокальная зона протягивается вдоль всей южной и центральной частей полуострова до п-ова Камчатского мыса, т. е. до района, где к Камчатке примыкает тектоническая система Алеутской дуги. Здесь она резко обрывается. Внешней границей поля развития мелкофокусных землетрясений служит западный склон Курило-Камчатского желоба. Зона имеет общее падение на северо-запад. Мощность ее около 30 км.

Для нас важно отметить ряд черт строения сейсмофокальной зоны в пределах Южной и Центральной Камчатки. Прежде всего, судя по пространственному распределению мелкофокусных землетрясений, тыловая часть зоны выходит на дневную поверхность в районе западной границы п-овов Кроноцкого и Шипунского и горст-антиклинали Берегового хр. Южной Камчатки. Таким образом, тыловая граница выхода на поверхность зоны совпадает с глубинным разломом, ограничивающим внешний пояс геоантиклинальных поднятий. Выше мы видели, что разлом этот определяет крупную флексуру коры и выражен линейной зоной высоких градиентов силы тяжести. Следовательно, территория между желобом и западной границей внешнего пояса геоантиклинальных поднятий характеризуется обстановкой общего сжатия. Какие-либо проявления четвертичного вулканизма на указанной территории отсутствуют (см. рис. 2).

Другой существенный вопрос — о закономерностях размещения очагов землетрясений в пределах сейсмофокальной зоны в плане. Для объективного его решения составлена карта плотности очагов землетрясений. Плотность рассчитывалась для квадратов со стороной в 25 км. Изолинии проводились по центру квадратов и частично корректировались по реальному расположению эпицентров (рис. 11). Из этой карты отчетливо видно, что на Камчатке очаги землетрясений с глубиной более 50 км располагаются не непрерывной полосой, а концентрируются в пределах нескольких участков, разделенных асейсмичными зонами или зонами, где сейсмичность резко понижена. В каждом из таких участков в свою очередь выделяется несколько частей, различающихся по простиранию или степени сейсмичности и отделенных друг от друга линейными зонами градиентов плотности землетрясений.

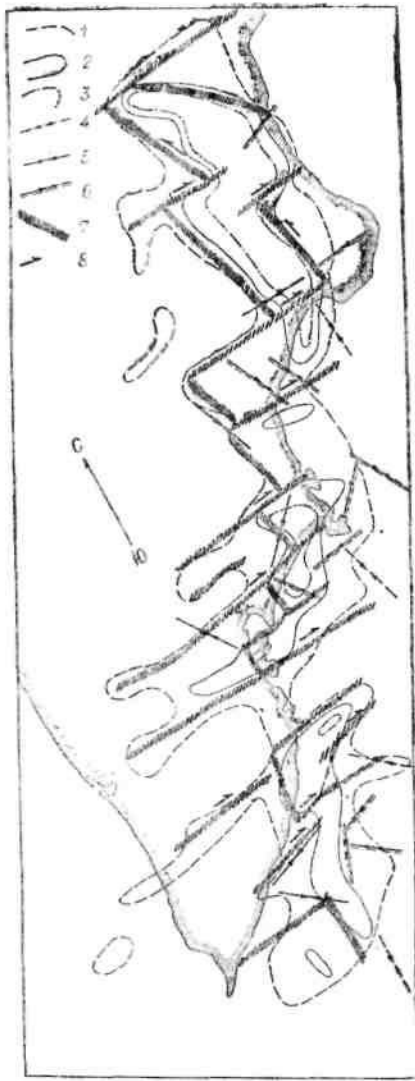


Рис. 11. Плотность очагов землетрясений Камчатки. Глубина эпицентров — более 100 км. Сводка по Токареву и др. (1968, 1970), Федотову и др. (1967, 1970), Аверьяновой (1968)

Изолинии плотности землетрясений для квадратов со стороной 25 км, где отмечено: 1 — одно, 2 — три, 3 — пять и более землетрясений. Векторы сжатия в очагах землетрясений (по данным В. М. Зобина): 4 — с глубиной 60—70 км, 5 — с глубиной 100 и более км, 6 — с глубиной 100 и более км, 7 — предполагаемые разломы по границам блоков с разной степенью сейсмичности; 8 — предполагаемое направление смещения.

Приведенный материал позволяет отметить ряд моментов в строении сейсмофокальной зоны Камчатки и подойти к вопросу о влиянии ее на морфоструктуру.

1. При общем северо-восточном простирании сейсмофокальной зоны отмечается разворот ее в северной части, начиная от широты Кроноцкого п-ова, в северо-западном направлении. Здесь (рис. 11) имеются два кулисообразно смещенных блока, в пределах которых погружение зоны идет в общем направлении на юго-запад. Южному из этих развернутых в северо-западном направлении блоков отвечает система структур северо-западного простираения, идущая через п-ов Кроноцкий и хр. Тумрок. Северному блоку соответствуют крупные разломы северо-западного направления в фундаменте Ключевской группы вулканов.
2. Градиентные зоны, разделяющие блоки с различной сейсмичностью, как правило, имеют широтную ориентировку. К северу от каждой из таких зон фронт сейсмофокальной зоны смещается на восток-северо-восток, т. е. в сторону океана. Соответствие смещений на поверхности не линейным полосам глубокофокусных землетрясений, а разделяющим их градиентным зонам связано, по-видимому, с наклоном сместителя поперечных глубинных разломов, отчетливо фиксирующимся по данным В. Н. Аверьяновой (1968). Разломы эти в целом интерпретируются как глубинные правые сдвиги.
3. Векторы сжатия в очагах землетрясений ориентируются по простиранию отдельных блоков или по нормали к нему. Учитывая это, можно ожидать, что соответствующие им на поверхности

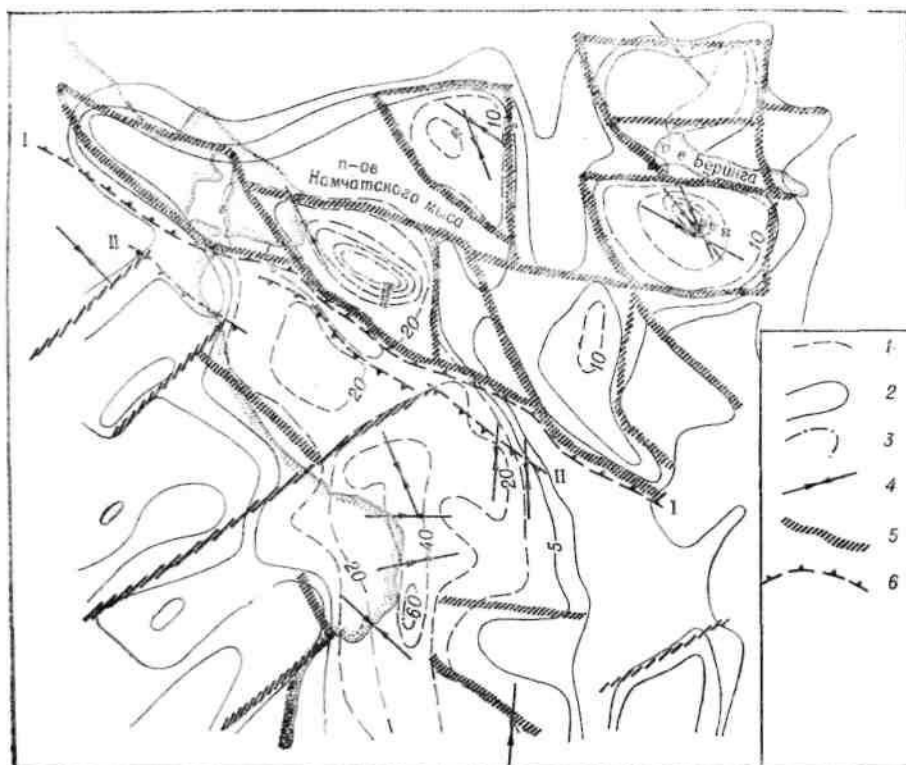
разломы должны иметь северо-западную ориентировку, т. е. должны идти по нормали к общему простиранию структур или вытягиваться в северо-восточном направлении, ссекая структуры под острым углом. И действительно, в районе выхода зон раздела блоков разной сейсмичности на поверхность во всех случаях наблюдаются крупные разломы северо-западного простирания. В то же время ранее отмечалось широкое развитие и большая роль сдвигов с простиранием СВ 45°, секущих структуру под острым углом. Главный горизонтально ориентированный вектор сжатия в зоне развития мелкофокусных землетрясений, как показано В. Н. Аверьяновой (1968), имеет меридиональное простирание. Разложение этого вектора на две составляющие — нормальную и касательную по отношению к простиранию структур — показывает наличие сдвиговой компоненты, направленной вдоль сейсмофокальной зоны. Учитывая это, можно говорить о левом сдвиге вдоль крыла сейсмофокальной зоны близ склона Курило-Камчатского желоба. При такой концепции легко объясняется изменение простирания некоторых блоков в зоне поднятий полуостровов восточного побережья — меридиональная вытянутость подводных хребтов, продолжающих полуострова, связана с подворотом структур под влиянием сдвиговых дислокаций. Общее направление горизонтальных перемещений сохраняется для всей пластины коры в пределах сейсмофокальной зоны, поэтому можно говорить о сдвиговой компоненте (правый сдвиг) вдоль разлома, ограничивающего ее висячее крыло. Такая же сдвиговая зона, как мы видели выше, ориентирована вдоль горст-антиклинали Восточного хр. Сочетание продольных сдвигов с описанной выше системой широтных сдвиговых зон, связанных с неравномерным надвиганием блоков сейсмофокальной зоны на смежные океанические структуры, хорошо объясняет расположение в плане отдельных элементов структуры Камчатки. Развитие обстановки общего сжатия вдоль зон продольных сдвигов и чередование зон растяжения и сжатия на их крыльях определяет парное строение эшелонированной системы структур Камчатки (чередование горст-антиклинальных и грабен-синклинальных поясов), а система секущих сдвигов определяет продольное чередование разнородных блоков и создает дополнительные осложняющие структуры. Ниже, в главе IV, мы увидим, что эта закономерность является общей для островных дуг и сходных с ними тектонических систем.

Северо-Камчатско-Олюторский блок

Границей между Централно-Камчатским и Северо-Камчатско-Олюторским блоками служит вытянутая в северо-западном направлении система поднятий. Составляющие ее блоки с юго-востока на северо-запад ступенчато смещаются в направлении на север-северо-запад. Таких блоков три: образованное верхнемеловыми кремнисто-вулканогенными толщами поднятие п-ова Камчатского мыса, сложенная метаморфическими толщами Хавывенская возвышенность, образующая поперечное поднятие в северной части Центральной Камчатской депрессии, и поднятый блок меловых кремнисто-вулканогенных толщ в центральной части Срединного хр. Блоки ограничивают с севера зону активного проявления современных тектонических и вулканических процессов, связанную с Курило-Камчатской провинцией. Так, поднятие п-ова Камчатского мыса — самая северная структура в геоантиклинальном поясе поднятий полуостровов восточного побережья. К югу от него замыкается Курило-Камчатский желоб. Хавывенская возвышенность ограничивает с севера Восточный вулканический пояс Камчатки — к югу от нее на разломе северо-западного простирания расположен самый северный действующий вулкан Камчатки Шивелуч. Южная граница поднятого блока меловых пород в центральной части Срединного хр. — разлом по рекам Хайлюля — Палана ограничивает с севера четвертичную вулканическую зону Срединного хр. К югу от п-ова Камчатского мыса и Хавывенской возвышенности замыкается Курило-Камчатская сейсмофокальная зона.

Природу этого пояса поднятий помогает понять рис. 12. Из него видно, что рой мелкофокусных землетрясений, располагающийся на п-ове Камчатского мыса, к северу от хр. Кумроч и в пределах Хавывенской возвышенности, прямо продолжает кулисообразно расположенные блоки повышенной сейсмичности, связанные с Алеутской сейсмофокальной зоной. Ориентировка векторов сжатия в очагах землетрясений в этом районе совпадает с ориентировкой векторов в очагах землетрясений района Командорских о-вов и значительно отличается от ориентировки в очагах, связанных с Курило-Камчатской зоной (рис. 11, 12). Общая вытянутость длинной оси п-ова Камчатского мыса и продолжающего его подводного хребта совпадает с ориентировкой отдельных блоков Командорских о-вов. Все эти данные свидетельствуют о том, что рассматриваемая система поднятых блоков представляет собой линию пересечения Камчатки разломами, связанными с Алеутской островной грядой. Как видим, линия эта проходит севернее, чем предполагал А. Н. Заварицкий (1955), и имеет эшелонированное строение.

Расположенный к северу от этой разломной зоны Северо-Камчатско-Олюторский блок резко отличается от Южно- и Центрально-Камчатского блоков, прежде всего по современному состоянию структуры. Желоб во фронтальной части блока отсутствует.



39

Рис. 12. Плотность очагов мелкофокусных землетрясений в северной части Курило-Камчатской сейсмофокальной зоны.

Изолинии плотности землетрясений для квадратов со стороной 25 км, где отмечено: 1 — от 1 до 5, 2—от 5 до 40, 3—более 40 землетрясений. Изолинии проводились по интервалам 1,3, 5, 10, 20, 40, 60, 80, 100 землетрясений, 4 — векторы сжатия в очагах землетрясений (по данным В. М. Зобина), 5 — предполагаемые разломы по границам блоков с разной степенью сейсмичности; 6 — предполагаемая фронтальная граница сейсмофокальных зон: I — Алеутской, II — Курило-Камчатской. Карта построена по тем же источникам, что и карта рис. 11.

Сочленение с блоком океанической коры котловины Берингова моря происходит по флекуре коры, совпадающей с уступом континентального склона. Сейсмичность блока незначительна — редкие толчки с небольшой (0—30 км) глубиной очага. Сейсмофокальная зона отсутствует. Проявления четвертичного вулканизма представлены двумя вулканами — Начикинским на п-ове Озерном и крупным щитовым вулканом в среднем течении р. Хайлюли. Возраст их ниже-средне-четвертичный. Они располагаются на продолжении линии вулканов северо-западного простирания, замыкающей зону четвертичного вулканизма Срединного хр. Камчатки.

Неогеновый структурный план, для которого характерна зональность, близкая к нормальному типу островной дуги, в определенной мере наследуется современной структурой.

Внешняя зона геоантиклинальных поднятий протягивается здесь пунктирно — с п-ова Озерного через восточную часть о-ва Карагинского и далее на п-ов Говена. Данные о толщах, слагающих этот пояс поднятий, противоречивы. Считалось, что наибольшим распространением здесь пользуются кремнисто-вулканогенные отложения верхнего мела. Однако недавними работами Ю. Б. Гладенкова на п-ове Озерном, Н. А. Храмова на о-ве Карагинском и Г. П. Авдейко на Говене было доказано широкое развитие толщ олигоцен-миоценового возраста, в общих чертах аналогичных тем, которые выполняют Восточный прогиб Камчатки. Положение в разрезе вулканогенных пород трактуется неоднозначно — все названные авторы считают, что они залегают в разрезе согласно, однако, поскольку сплошного картирования проведено не было, не исключено, что они представляют собой (по крайней мере, частично) тектонические блоки меловых отложений. Западная граница поля развития толщ, аналогичных образующим Восточный прогиб Камчатки, смещается сравнительно со смежным с юга блоком почти на 50 км в направлении на запад.

По крупноамплитудному сбросу с внешней зоной граничит прогиб, выполненный миоцен-плиоценовыми отложениями. Прогиб этот — прямое продолжение Центральной Камчатской депрессии, однако ось его смещена на 50 км к западу. В современном структурном плане он пред-

ставляет собой грабен-синклинальную структуру, центральная часть которой занята проливом Литке, а борта и районы периклинальных окончаний подняты выше уровня моря. Вдоль восточного борта прогиба развиты преимущественно осадочные, а вдоль западного — вулканические фации отложений. Вдоль западного борта протягивается цепь руин крупных щитовых вулканов верхнеплиоцен-нижнечетвертичного времени.

Западнее описанного прогиба расположена горстовая система северной части Срединного хр. Она образована кремнисто-вулканогенными толщами верхнемелового возраста, выведенными в результате воздымания на абсолютные отметки 1700—2000 м. Вдоль западного побережья к горсту примыкает Паланская система антиклинальных складок, продолжающая Тигильскую систему складок основания.

Отсутствие желоба, сейсмичности (в частности, фокальной сейсмической зоны), проявлений вулканизма более молодого, чем нижнечетвертичный, позволяет говорить о том, что рассматриваемая часть Камчатки, по крайней мере, с середины плиоценового времени, находится на иной, более зрелой фазе развития и по всем признакам с этого времени принадлежит не к собственно Камчатке, а к Корякской складчатой системе, перешедшей в стадию орогенного развития. Как видно из приведенных описаний, в олигоцене — неогене в пределах Камчатки на фундаменте складчатых систем предшествующего этапа развивается пояс нормальной островной дуги. Развитие его, по всей видимости, отражает переход геосинклинали верхнемелового-палеогенового времени к новой фазе эволюции. Коренные различия в современном состоянии Южного и Центрального блоков, с одной стороны, и Северного, с другой, определяются характером преобразования их структуры в новейшее время. В пределах Южного и Центрального блоков фронт структур перемещается на восток, в сторону океана. Параллельно с этим на юге Камчатки отмечается общее воздымание структуры и телескопирование грабен-синклинали, а в Центральном блоке общее воздымание сопровождается отмиранием старых и образованием новых вулканических поясов. Современный вулканизм и сейсмичность указывают на продолжающуюся активность жизни верхней мантии в этих районах. В Северном блоке перемещения фронта структур на восток, в сторону океана в новейшее время не отмечается. Активность верхней мантии в этом районе полностью прекратилась, проявления сейсмичности и вулканизма отсутствуют.

ГЛАВА II. СТРУКТУРА СКЛАДЧАТЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СИСТЕМ, БЛИЗКИХ К ОСТРОВНЫМ ДУГАМ

Тектоническая система Японии

В современном структурном плане Япония представляет собой геоантиклиналь, располагающуюся на стыке трех систем островных дуг: Курильской на северо-востоке, Рюкю на юго-западе и Изу, подходящей почти под прямым углом к центральной части Хонсю. Основные черты современной структуры Японии сформировались в течение неогена. Для распределения структурных зон в неогене характерна четкая нормальная для островных дуг зональность (рис. 13):

- а) внешняя по отношению к Тихому океану зона геоантиклинали, сложенная донеогеновыми отложениями и являющаяся частично результатом простого поднятия складчатого основания, а частично — интенсивной складчатости и поднятия неогенового времени;
- б) внутренняя зона — район интенсивного погружения и вулканизма неогенового времени (районы зеленых туфов).

С этой зональностью теснейшим образом связано и распределение характерных для современной структуры Японии зон четвертичного вулканизма, гравитационных аномалий и сейсмических поясов (рис. 14). Разница в простирации этой системы зон в различных частях Японии отражает развитие смежных с ней островных дуг и наложение их на различно ориентированные жесткие блоки, консолидировавшиеся на предыдущих этапах геологического развития. Так образуется система структур Северо-Восточного Хоккайдо, продолжающая структуры Курильской дуги, меридиональная система структур Северо-Восточного Хонсю и Центрального и Южного Хоккайдо, северо-восток-восточная система структур Юго-Западной Японии, продолжающая дугу Рюкю, и северо-западная система структур Фосса-Магна, продолжающая островную дугу Изу. Северо-восточная оконечность Хоккайдо непосредственно продолжает структуры Курильской островной дуги. Фронтальную часть образуют структуры складчатых образований мела — палеогена, интенсивно дислоцированных и выступающих в качестве устойчивого поднятия, по крайней мере, с нижнего миоцена. Они прямо продолжают структуры Малой Курильской гряды. Параллельно им в тыловой части структуры (т. е. к северо-западу) расположен пояс неогенового синклинория, образованного мощными (несколько тысяч метров) толщами вулканических и вулканогенно-осадочных пород миоцена — плиоцена. Он продолжает структуру Большой Курильской гряды. Северо-западная оконечность пояса разворачивается в меридиональном направлении вдоль орогенической системы Хидака. Сочленение с фронтальным поясом поднятий происходит по разлому, фиксирующемуся как геологически, так и зоной высоких градиентов силы тяжести. Морфологически антиклинорий выражен в виде горной цепи высотой около 1000 м, частично повторяющей, по-видимому, рельеф верхненеогеновых вулканических построек, а частично сформировавшейся в результате поднятия неогенового вулканического пояса в четвертичное время.

На Северо-Восточном Хонсю внешний пояс структур образован блоками Абакуми и Китаками. Они в основном сложены палеозойскими породами, преобразованными в ходе верхнемеловой складчатости. В современном структурном плане они представляют собой поднятые до 1000—1300 м блоки расчлененного пенеплена. Удлиненная ось обоих блоков вытянута в меридиональном направлении. Блоки кулисообразно смещены друг относительно друга.

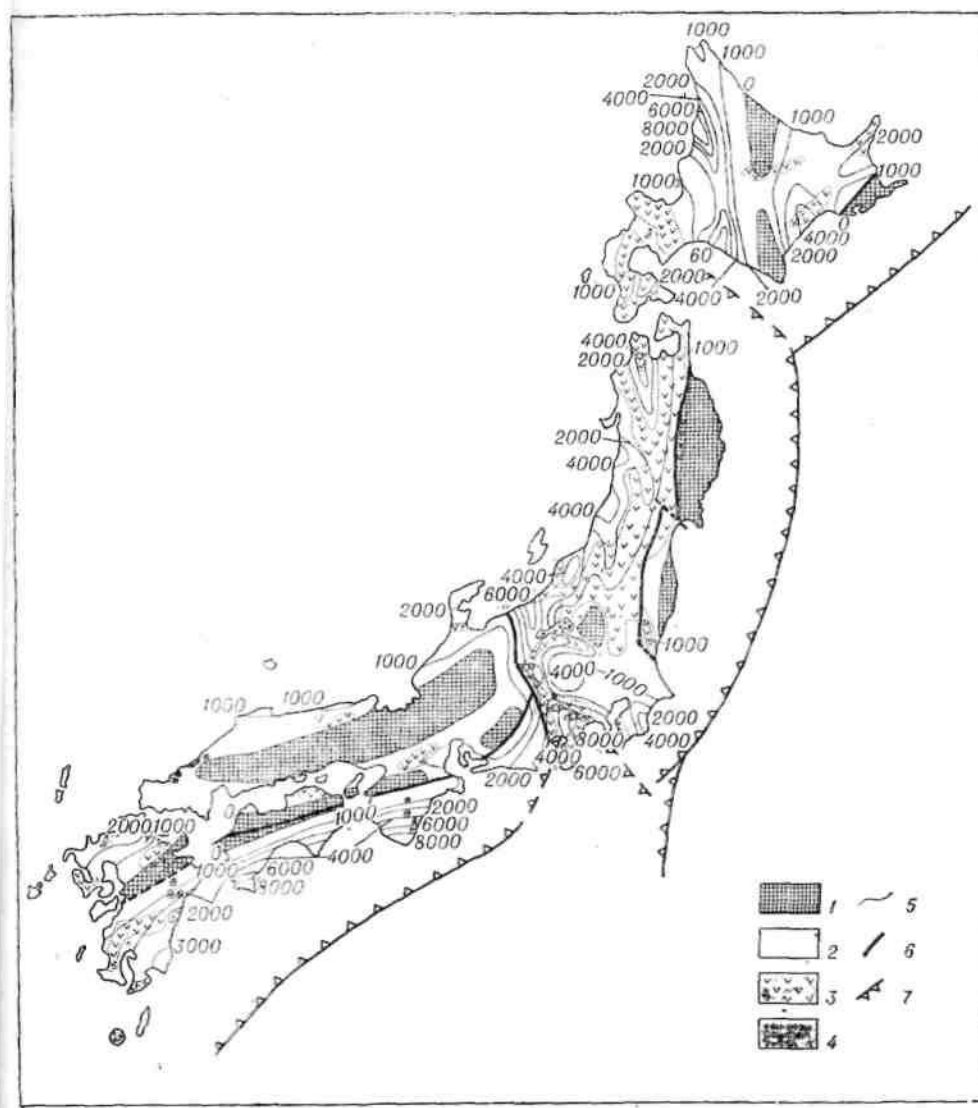


Рис. 13. Палеотектоническая схема Японии. Олигоцен-миоценовое время (составлена по данным книги «Геологическое развитие Японских островов», 1968).

1 — зоны поднятия и размыва; 2 — зоны погружения; 3 — поля проявления вулканизма; 4 — интрузии неогеновых гранитоидов; 5 — изолинии мощности накопленных осадков; 6 — основные разломы, 7 — оси желобов.

Продолжением внешнего пояса геоантиклинальных поднятий Северо-Восточного Хонсю, по-видимому, является орогеническая система Хидака, пересекающая в меридиональном направлении Центральное Хоккайдо. Это складчатый пояс, как его определяет М. Минато, «пояс магматизма и метаморфизма», образовавшийся в ходе среднемиоценовой орогении. Он сложен комплексом пород от палеозоя до палеогена. Структура выражена несколькими крупными кулисообразно расположенными антиклинориями. В современном рельефе она образует горную систему высотой от 1000—1500 до 2000 м.

Внутренний пояс структур Северо-Восточного Хонсю образует синклиниорий миоцен-плиоценового времени, сформированный мощными (3500—6500 м) толщами вулканических и вулканогенно-осадочных пород. По данным М. Минато (Геологическое развитие Японских островов, 1968), в верхнемеловое-палеогеновое время этот район был областью размыва. Начало осадконакопления датируется началом миоцена. Синклиниорий имеет сложную блоковую структуру. По разломам поперечного, северозападного простирания отдельные его блоки подняты. Общее простирание синклинория меридиональное. В конце плиоцена структура испытала общее поднятие, и на месте ее сформировался линейный свод. Сочленение синклинория с внешним поясом устойчивых поднятий происходит по зоне высоких градиентов силы тяжести, названной линией Ширакава-Мориока. Вдоль нее и вдоль западной границы синклинория, по побережью Японского моря, проходят системы наложенных грабенов верхнеплиоцен-четвертичного времени.

К западу от системы Хидака вдоль побережья Японского моря расположен предгорный прогиб, выполненный мощной (от 3500 до 12 000 м) толщей миоценовых и, меньше, плиоценовых моласс, образовавшихся за счет размыва интенсивно поднимающейся горной страны. В современной морфоструктуре это полого всхолмленная равнина, слабо наклоненная на запад, к морю. Абсолютные отметки 100—400 м.

На юге (в центральной части Хонсю) описанные зоны сочленяются с системой структур Фосса-Магна, являющихся продолжением Изу-Бонинской островной дуги. Система эта имеет секущее, субмеридиональное простирание. Она состоит из трех параллельно вытянутых структур — депрессии Канто, поднятия блока, условно названного нами блоком Кофу, и тыловой зоны неоген-четвертичного вулканизма.

Депрессия Канто морфологически выражена обширной низменностью, прилегающей к Токийскому заливу. Абсолютные отметки современного рельефа в пределах низменности не превышают +200 м. Структура представляет собой прогиб, расположенный на продолжении ответвления океанического желоба Изу-Бонин. Прогиб выполнен комплексом неогеновых и плейстоценовых осадков общей мощностью более 5000 м. Вулканические породы в разрезе отсутствуют. Фундаментом прогиба являются разнородные по составу и возрасту толщи: от средне-палеозойских до мезозойско-палеогеновых (комплекс Шиманто). Таким образом, можно достаточно уверенно говорить о наложенном характере структуры. В южной ее части фиксируются антиклинальные складки северо-западного субширотного простирания длиной до 30 км, в ядре которых на дневную поверхность выведен комплекс пород фундамента депрессии. В северной части депрессия переходит в раздваивающуюся систему грабенов: один из них следует в меридиональном направлении вдоль блока Абакуми, а второй — в северо-западном направлении, образуя северное ограничение блока Кофу.

Блок Кофу образован комплексом кристаллических сланцев и филлитов, породами карбонового и пермского возраста и терригенным верхнемезозойским-палеогеновым комплексом Шиманто. В современном рельефе породы эти выведены на высоту до 3000 м. Блок имеет почти изометрическую форму, слегка вытянутую в меридиональном и северо-западном направлении. По периферии он ограничен зонами разломов. Западную часть Фосса-Магна занимает меридиональная полоса развития неогеновых вулканических пород шириной до 40 км. С запада она ограничена серией крупноамплитудных разломов, отделяющих ее от структур Юго-Западной Японии.

Неогеновый структурный план Юго-Западной Японии характеризуется четкой зональностью, сходной с описанной для Северо-Восточной Японии и района Фосса-Магна. Внешнюю юго-восточную зону образует прогиб Накамура, выполненный мощным комплексом флишеидных вулканогенно-осадочных пород мела и, главным образом, палеогена и неогена. Севернее, почти всю территорию Сикоку и Юго-Западного Хонсю, занимает область, выступавшая в неогене как устойчивое поднятие. В этой зоне вскрывается полосовая система зон интенсивно дислоцированных пород различного возраста. Крайняя с юга — «полоса Шиманто», сложенная известняками, песчаниками флишевого типа, глинистыми и шиферными сланцами, и, в меньшей мере, вулканогенными породами. Возраст комплекса Шиманто определялся как средний мезозой — палеоген. Севернее проходит «полоса Титибу», образованная пермо-карбоновыми породами с узкими тектоническими клиньями мезозойских отложений (от триаса до мела). Далее следует «полоса Нагатори» — кристаллические сланцы и филлиты, к которой прилегает узкий (до 10 км) меловой прогиб Идзуми. Северную часть зоны донеогенового поднятия образует пояс развития меловых кислых эффузивов и гранитоидов. Фундаментом этих отложений являются пермо-карбоновые осадки, широко развитые в поднятых блоках.

Внутренняя зона представляет собой «зону зеленых туфов», аналогичную ранее описанной для Северо-Восточной Японии и района Фосса-Магна. На Западном Хонсю она протягивается двумя полосами и вдоль Внутреннего моря Японии, и вдоль побережья Японского моря. На Кюсю она наложена на зону поднятий преднеогенового времени, пересекая остров в северо-восточном направлении. За исключением зоны неогенового вулканизма на Кюсю, все выделенные структурные зоны имеют простирание 75° . Близ границы с Фосса-Магна структуры подвернуты по разломам северо-восточного (45°) простирания и выдвинуты на запад. При этом отмечается горизонтальное перемещение в направлении на север, составляющее 50—75 км. Если учесть отмечавшееся выше изменение простирания пород в блоке Кофу, можно достаточно уверенно говорить о значительной сдвиговой компоненте у разломов западного ограничения Фосса.

Крупнейшей дизъюнктивной структурой района является так называемая Срединная линия (Медиан Лайн) — разлом, пересекающий центральную часть о-ва Сикоку. Он имеет простирание,

соответствующее общей вытянутости складчатых структур (т. е. близкое к субширотному), и смещает отложения от верхнемеловых до плейстоценовых. Близ Фосса-Магна разлом разворачивается в общем направлении на северо-восток. Юго-западное окончание разлома, в пределах о-ва Кюсю, образует ограничение вулканической зоны Унзен-Куджу. К северу от Срединной линии и вдоль Тихоокеанского побережья располагается система разломов северо-восточного простирания. Медиан Лайн разделяет два разнородных метаморфических пояса (см. рис. 15), зональность которых определяется степенью близости к разлому. К северу от Медиан Лайн расположен метаморфический пояс Риоке, в пределах которого развиты слюдястые сланцы и гнейсы, биотитово-амфиболиты, сопровождающиеся небольшим количеством амфиболовых сланцев, амфиболитов и гнейсов. В зоне высоких ступеней метаморфизма близ разлома и вокруг интрузий присутствуют силлиманит, андалузит, кордиерит. В зоне низких ступеней метаморфизма наиболее характерным минералом является хлорит. К югу от Медиан Лайн расположен метаморфический пояс Самбагава. Здесь в зоне высоких ступеней метаморфизма проявляется фация зеленых сланцев, редко эпидот-амфиболитовая. В некоторых породах присутствуют жадеит и глаукофан. Контакт со слабометаморфизованными породами обычно проходит по сбросам, редко наблюдаются постепенные переходы. Метаморфизм развит в основном в палеозойских толщах, но последние исследования показали, что область низких ступеней метаморфизма пояса Самбагава захватывает породы комплекса Шиманто (верхняя юра — палеоген).

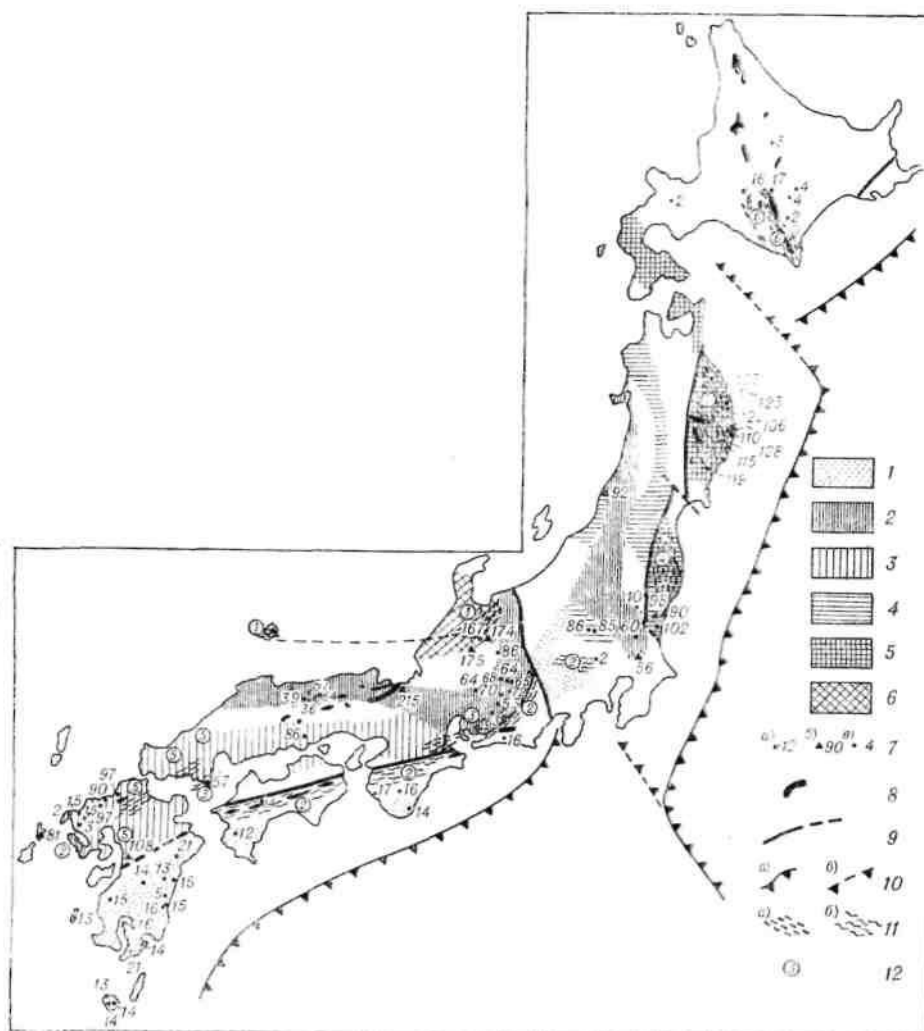


Рис. 15. Зоны разновозрастных гранитоидов и метаморфические пояса Японии.

Зоны разновозрастных гранитоидов по данным К—Аг датировок (по Kawano, Ueda, 1967, с корректировкой по Shibata, 1968): 1 — 12—16 и 21 — 25 млн. лет; 2 — 50—60 млн. лет; 3 — 75—95 млн. лет; 4 — 90—100 млн. лет; 5 — 110—120 млн. лет; 6 — 170—180 млн. лет; 7 — абсолютный возраст пород (по Shibata, 1968, и Kaneoka, Ozumi, 1970): а) гранитоидов, б) метаморфических пород, в) кислых эффузивов; 8 — интрузии гипербазитов; 9 — зоны основных разломов; 10 — границы континентального склона: а) подножие уступа континентального склона, б) оси прилегающих впадин на шельфе; 11 — зоны метаморфизма: а) низких температур и высоких давлений, б) высоких температур; 12 — метаморфические пояса: 1) Хида, 2) Самбагава-Микабу, 3) Риоке, 4) Абакуми, 5) Сангун, 6) Хидака-Кауикотан, 7) Китаками.

А. Мияширо (Miyashiro, 1961) и вслед за ним Х. Хаттори (Hattori, 1968) считают, что оба пояса образуют одновременно сформировавшуюся парную систему. Различия в характере метаморфизма отражают особенности P — T условий на крыльях разлома — интенсивный динамометаморфизм относительно низких температур в южном, фронтальном крыле и высокотермальный метаморфизм в его северном, тыловом крыле. Это очень важная закономерность, проявляющаяся в распределении метаморфических поясов и других районов — Камчатки и Новой Зеландии. Механизм этого процесса будет рассмотрен ниже, в главе VII. Возраст парной системы метаморфических поясов Риоке — Самбагава соответствует времени массового внедрения гранитов в тыловой зоне Юго-Западной Японии и массовым выбросам здесь кислой пирокластике, т. е. нижнему мелу. Отдельные импульсы движений по Медиан Лайн продолжают до среднего плейстоцена.

Новейшая структура района Юго-Западного Хонсю — Сикоку состоит из двух крупных линейных сводов, разделенных разломом Медиан Лайн. Высота современного рельефа в пределах южного свода 1500 — 1900 м, северного свода — 1000—1300 м. По границе между сводами располагается наложенная система грабенов Внутреннего моря. Система эта состоит из четырех разделенных поднятиями впадин, каждая из которых вытянута в северо-восточном направлении вдоль разломов, опирающихся Медиан Лайн. Учитывая перепад высот рельефа, относительное опускание в грабенах сравнительно со смежными сводами должно быть не менее 1500 м. Северо-восточным окончанием этой системы структур является грабен оз. Биву. На юго-западе прямым продолжением ее служит внутренняя вулканическая зона о-ва Кюсю (Унзен-Куджу). Другая система наложенных впадин протягивается вдоль Тихоокеанского побережья.

Приведенные данные позволяют заключить, что система неогеновых островных дуг наложилась на два разнородных блока фундамента. Первый захватывает Юго-Западную Японию, включая Кюсю. Для его развития характерен полициклический геосинклинальный режим. Последняя фаза геосинклинального развития связана с образованием комплекса Шиманто (J_3 — Pg) во фронтальной зоне и массовым кислым вулканизмом и формированием гранитных интрузий нижнего мела в относительно стабильной тыловой зоне. Второй блок охватывает Северо-Восточную Японию. Он образован палеозойскими отложениями, переработанными в ходе меловой орогении. Этапы консолидации обоих блоков хорошо фиксируются по абсолютному возрасту гранитоидов различных зон (рис. 15). Оба блока имеют Z-образную форму (Z-структуры), которая, как мы видели, характерна и для жестких массивов Камчатки.

В неогене, если судить по возрасту интрузий гранитоидов, консолидация всех четырех единых по зональности систем структур происходит в несколько фаз. Так, возраст гранитоидов центральной части дуги Рюкю 40 млн. лет, в то время как гранитоиды северной части Рюкю и Юго-Западной Японии имеют возраст 20—21 и 13—16 млн. лет (Shibata, 1968). Последнему интервалу соответствует образование пояса метаморфид и внедрение гранитоидов системы Хидака на Хоккайдо, продолжающей внешний пояс поднятий Северо-Восточного Хонсю. Консолидация структур района Северо-Восточного Хоккайдо происходит в следующую фазу, 4—6 млн. лет, совпадающую с временем образования гранитоидов Курил (Фирсов, 1964).

Преобразования четвертичного времени связаны с общим воздыманием всей тектонической системы, неравномерной ее консолидацией, отмиранием неогеновых вулканических поясов, образованием системы наложенных впадин и четвертичных вулканических поясов. Четвертичные вулканы Японии группируются в нескольких вулканических поясах. Все они приурочены к внутренним зонам, т. е. районам зеленых туфов. В пределах всех поясов, за исключением расположенных на о-ве Кюсю, четвертичные вулканические породы не образуют сплошного поля развития. Пояса выражаются в линейном расположении единичных вулканических аппаратов и их групп. Отдельные линии вулканов расположены кулисообразно под углом к общему простиранию пояса.

На северо-востоке Хоккайдо вулканические проявления четвертичного времени непосредственно продолжают вулканический пояс Большой Курильской гряды. Они группируются в двух кулисообразно смещенных зонах вулканов — ветви Ширетоко—Акан и ветви Токачи—Дайсетсу. Обе зоны имеют простирание СВ 30° , т. е. кососекущее по отношению к основному простиранию Курильской гряды. Крайняя северо-восточная ветвь Ширетоко—Акан кулисообразно смещается на северо-запад относительно вулканов о-ва Кунашир. Фундаментом ее служат неогеновые вулканические породы. Общая протяженность 150 км. Она состоит из нескольких вулканов, смыкающихся основаниями. Характерно, что ближайшие к Курильской островной гряде вулканы являются простыми стратовулканами. В юго-западной части вулканического ряда располагается несколько крупных кальдер, с которыми связаны массовые выбросы пирокластического материала (Кутчаро, Акан, Машю), а стратовулканы представляют центральные конусы в кальдерах (Атсонопури,

Ме-Акан, О-Акан).

Ряд вулканов Токачи—Дайсетсу протягивается параллельно ряду Ширетоко—Акан, но смещен кулисообразно по отношению к нему на северо-запад. Расстояние между рядами 50 км. Фундамент вулканов этого ряда — частично вулканические породы неогена, частично верхнепалеозойско-нижнемезозойские и юрские отложения склонов орогенической системы Хидака. Судя по абсолютным высотам, на которых обнажаются породы фундамента в окрестностях аппаратов этой группы, они (по крайней мере, наиболее юго-западные из них) приурочены к крупной вулcano-тектонической депрессии. Она располагается на периклинальном замыкании южной ветви системы Хидака, а с запада ограничена меридиональными цепями центральной части этой системы. Породы фундамента в западной части депрессии (у городов Асахикава и Курано) выходят на абсолютных отметках 150—200 м, в то время как в окружающих хребтах они выведены на высоты 1200—1700 м. Вулканы рассматриваемой группы представлены крупными кальдерными постройкиками Токачи и несколькими стратовулканами (Дайсетсу, Чубетсу, Фурано-даке и др.).

С запада от орогенической системы Хидака прямо против группы Токачи—Дайсетсу на опущенных блоках неогеновых отложений предгорного прогиба (абсолютные отметки выходов кровли неогена около 100—150 м) расположены два крупных стратовулкана — Иррумукеппу и Шоканбетсу. По петрохимическим признакам ряд японских исследователей (Katsui, 1961; Kuno, 1959, 1962) относит их к продолжению Курильской дуги. Таким образом, считается, что последняя пересекает систему Хидака. Однако оба названных вулкана располагаются к западу от орогенических цепей Хидака, в осевой части которых вулканические проявления четвертичного времени отсутствуют. По обеим сторонам этой горной системы, вплоть до северной оконечности Хоккайдо, протягиваются небольшие вулканические сооружения четвертичного возраста. Таков вулкан Ришири на одноименном острове к западу от северной оконечности Хоккайдо и потухшие вулканы Хако-даке и Пиашери к востоку от системы Хидака в северной ее части. Учитывая эти факты, а также прямое примыкание вулканов Шоканбетсу и Иррумукеппу к вулканической зоне Назу и положение вулкана Ришири на продолжении этой зоны, можно предположить, что изменение петрохимических свойств пород этих вулканов связано не с принадлежностью к другой зоне, а с тем, что зона Назу на севере заходит в относительно стабильный тектонический район.

На северо-восточной части Хонсю, к северу от Фосса-Магна, параллельно, в общем в субмеридиональном простирании протягиваются две вулканические зоны — внешняя, Назу, приуроченная к восточному крылу развитой здесь «зоны зеленых туфов», и внутренняя, Чокаи (или Тиокаи), приуроченная к западному крылу «зоны зеленых туфов» и идущая вдоль побережья Японского моря. На юге (у Фосса-Магна) и на севере (в южной части Хоккайдо) обе зоны смыкаются. Общая протяженность зон 800 км. Они разделены поднятием центральной части района зеленых туфов вулканического пояса неогенового времени.

Зона Назу протягивается вдоль западного борта системы узких линейных грабенов, располагающихся вдоль границы «зоны зеленых туфов» и внешнего геоантиклинального пояса — массивов Абакуми и Китаками. Она состоит из изолированных вулканических групп. В южной части зона имеет простирание северо-восток 60°, соответствующее простиранию системы пологосекущих расколов типа сбросо-сдвигов, развитых в неогеновых отложениях района. Далее на всем протяжении зона в целом имеет субмеридиональное простирание, однако отдельные вулканические группы, такие как Оникобе—Курикоме—Комагатаке, Тазава—Комага-даке — Эбоchi-Ивате, имеют ту же северо-восточную ориентировку, а кратерные зоны вулканов Хичимантаи, Якеяма, Ивате, Мориока, Азама, Сев. и Юж. Зао вытянуты в широтном направлении, отражая, по-видимому, направление трещин, оперяющих основную структуру. На отдельных участках вулканы непосредственно локализуются в небольших по размерам грабенах (вулкан Бандай). Особенно значительна концентрация вулканов в северной части зоны, по обе стороны пролива, разделяющего Хонсю и Хоккайдо. Этот район представляет собой практически сплошное поле развития четвертичных эффузивно-пирокластических пород. Вулканы группируются в четкие ряды северо-западного простирания, соответствующего северному подвороту Z-структуры Северо-Восточной Японии. Судя по округлой форме и окруженности полями развития четвертичных эффузивов, не исключено, что залив Утиура, расположенный в том же районе северо-западных структур у южной оконечности Хоккайдо, представляет собой крупную вулcano-тектоническую депрессию. Диаметр залива 50 км, глубина около 100 м, а если учесть превышения берегов, то общую амплитуду опускания можно оценить не менее чем в 400—600 м. В южной и северной частях зоны Назу широко распространены кальдеры типа Кракатау на стратовулканах базальт-андезитового состава. Центральная группа вулканов в основном представлена нормальными стратовулканами. Кальдеры

здесь единичны. Всего здесь описано более 30 вулканов, многие из которых активно действовали и в историческое время.

Зона Чокаи протягивается от вулкана Хиучидаке у границы Фосса-Магна, где она соединяется с зоной Назу, до о-ва Ошима-Ошима в Японском море у южной части Хоккайдо. И. Кацуи (Katsui, 1954) относит к этой зоне наиболее западные из вулканов юга Хоккайдо. Вулканов в зоне не более 10. Все они — единичные конусы, расстояние между которыми очень велико (до нескольких десятков км). Говорить о линейности зоны можно лишь условно, учитывая общую структурную приуроченность. Вулканы зоны Чокаи значительно меньше по размерам по сравнению с постройками зоны Назу, за исключением Чокаи, крупнейшего вулкана Северо-Восточной Японии. В настоящее время извержения и фумарольная деятельность на всех вулканах отсутствуют, хотя в историческое время фиксировались извержения Чокаи и Иваки. За исключением вулкана Нумазава, на вершине которого имеется двойная кальдера типа Кракатау, все вулканы зоны Чокаи представляют собой простые по строению конуса стратовулканы, сложенные породами ряда базальт — андезит. Судя по геологической карте Японии, они располагаются на пересечении структуры меридионального простирания северо-западными разломами неогенового возраста, как правило, на периферии грабенов верхнеплиоцен-четвертичного времени.

Следующая группа вулканических зон расположена на продолжении Изу-Бонинской дуги. Это так называемая зона Северного Фудзи и идущая параллельно ей, но сдвинутая на запад зона Норикюра. Обе они пересекают Центральное Хонсю в север-северо-западном направлении.

Зона Северного Фудзи кулисообразно смещена относительно основной оси цепи вулканов Изу-Бонинской дуги в направлении тыловой части структурного пояса, т. е. на запад. Расстояние между осями зоны Северного Фудзи и основной вулканической зоны Изу-Бонин (зона Южного Фудзи) равно 50 км, т. е. имеет тот же порядок, что и расстояния между ветвями Ширетоко—Акан и Токачи—Дайсэцу на Хоккайдо. На Хонсю зона протягивается от западной части Токийского залива до берега Японского моря. Она состоит из нескольких разобщенных вулканических групп. Наиболее известны из них два вулкана — Хаконе и Фудзи, расположенные в юго-восточной части зоны. С юго-востока на север-северо-запад это прежде всего вулкан Хаконе — сложное сооружение, состоящее из базальт-андезитового стратовулкана древней соммы с кальдерой типа Глен-Ко на вершине, щитового андезитового вулкана молодой соммы с кальдерой типа Кракатау в вершинной части и нескольких экструзивных куполов в молодой кальдере. С северо-запада, т. е. несколько смещаясь к тыловой части зоны, к нему примыкает базальтовый конус стратовулкана Фудзи. С запада и севера Фудзи полукольцом окружен хребтом, сложенным вулканическими породами неогена. Хребет кольцевым уступом обрывается к подножию вулкана. Высота хребта — 1500—1700 м, в то время как лавы подножия Фудзи сходят до отметок 300—400 м над уровнем моря. Не исключена возможность, что в данном случае мы имеем дело с крупной вулканотектонической депрессией диаметром 25—30 км, в которой и располагаются вулканы группы Фудзи. К север-северо-западу от Фудзи располагается группа базальтовых конусов — Ятсуга-таке, и, наконец, еще одна группа вулканов расположена в непосредственной близости от побережья Японского моря. Лавы последних имеют резко повышенную щелочность и по петрохимическим особенностям принадлежат к циркум-япономорской щелочной провинции (Tomita, 1935). В целом рассматриваемая зона четко локализована в тыловой части Фосса-Магна, наследуя положение неогеновой «зоны зеленых туфов» этого района.

Западнее зоны Северного Фудзи, параллельно ей, идет небольшая вулканическая зона Норикюра протяженностью 120 км. Она состоит из нескольких разобщенных, небольших по размерам вулканических построек, четко локализованных вдоль разломов оперения дизъюнктивной зоны, идущей по границе массива Хида, и узкой зоны грабенообразной депрессии Ина-Бонте (см. рис. 14). Депрессия имеет общее меридиональное направление. Длина ее 120 км, ширина 10—12 км. Дно депрессии располагается на абсолютных отметках 500—700 м при уровне абсолютных отметок окружающих хребтов 2500—2800 м. Она маркирует западную границу Фосса-Магна с устойчивыми массивами Юго-Западного Хонсю. В депрессии развиты плейстоценовые и голоценовые осадки.

Проявления четвертичного вулканизма в относительно стабильном регионе Юго-Западного Хонсю и Сикоку очень ограничены по масштабам. Локализованы они в двух районах. Прежде всего, это вулканическая зона Дайсен, идущая вдоль побережья Японского моря. Здесь также в пределах неогенового района зеленых туфов расположены два сравнительно крупных стратовулкана — Дайсен и Хакусан и небольшие по размерам проявления щелочно-базальтового вулканизма. Эта зона относится к циркум-япономорской щелочной провинции (Tomita, 1935).

Проявлений активного вулканизма в историческое время здесь не фиксировалось. Какие-либо данные, позволяющие более детально определить структурную позицию отдельных вулканов, отсутствуют.

Второй район вулканической деятельности — грабен Внутреннего Японского моря. Здесь на поперечных поднятиях, разделяющих дно грабена, развиты реликты вулканического плато, сформировавшегося на границе плиоцена и четвертичного времени и связанного с излияниями из многочисленных мелких вулканов, приближающихся к ареальному типу.

Проявления четвертичного вулканизма на самом южном из Японских островов Кюсю, непосредственно связанные с продолжением вулканической цепи островной дуги Рюкю, напротив, очень велики по масштабам. Они локализуются в трех вулканических зонах. Крайняя юго-восточная зона (зона Киришима) прямо продолжает по простиранию вулканический пояс Рюкю. Она четко локализована в грабене северо-восточного (25°) направления. Протяженность грабена 100 км, ширина до 25 км. Грабен фиксирует стык внешней зоны поднятия, сложенного мезозойскими породами, и внутренней вулканической неогеновой зоны «зеленых туфов». Фундаментом его по большей части являются отложения группы Шиманто (верхняя юра, верхний мел, возможно, палеоген и небольшие участки плиоценовых андезитов и риолитов). Грабен образован тремя крупными частично перекрывающимися друг друга вулcano-тектоническими депрессиями. На юго-востоке это кальдера Ата диаметром 25,5 x 12 км. Ее северный край перехлестнут кальдерой Эйра диаметром 15—18 км. Опущенные блоки кальдер залиты морем, образующим залив Кагошима. Глубина залива в центральной части 200 м, а если учесть превышения хребтов на его бортах (абс. отметки вершин в среднем 800 м), то амплитуда погружения определяется в 1000 м. На северо-востоке кальдера Эйра переходит в депрессию Какуто, замыкающуюся с севера полукольцом хребта с поднятыми до высоты 600—800 м породами группы Шиманто. Дно депрессии Какуто располагается на абсолютных отметках + 150—250 м. По представлениям С. Танеда (Kuno, 1962), эта депрессия аналогична двум предыдущим. Отдельные участки грабена смещены разломами простирания северо-восток $70\text{—}75^\circ$, имеющими, по-видимому, характер сбросо-сдвигов. Разломы, ограничивающие грабен, имеют форму пологих дуг, перехлестывающихся на стыке трех описанных депрессий. Борты сложены породами группы Шиманто, перекрытыми чехлом пемзовых потоков, выбросы которых связаны с центрами, локализованными в депрессиях. Внутри депрессий располагаются конусы молодых вулканов: в кальдере Ата — действующий вулкан Каймон и расположенный рядом с ним конус потухшего вулкана, в кальдере Эйра — активно извергающийся стратовулкан Сакурадзима, а в депрессии Какуто — вулканическая группа Киришима, состоящая из серии мелких базальтовых лавовых вулканов и шлаковых конусов, часть которых активно действует по настоящее время. Как показали данные повторных нивелировок по краям кальдеры Эйра, опускание ее продолжается и в наши дни в связи с извержениями вулкана Сакурадзима (Kuno, 1962).

К северо-западу от зоны Киришима расположена вторая, тыловая вулканическая зона Кюсю, зона Унзен-Куджу. Она протягивается в общем направлении на северо-восток, однако на южном участке вулканы вытянуты в общем широтном направлении, и лишь начиная от вулкана Асо на север зона приобретает простирание северо-восток 30° . Общая протяженность ее 175 км, ширина 25—30 км. Положение ее соответствует оси пересекающей Кюсю зоны «зеленых туфов». Судя по палеогеографическим картам Японии (Геологическое развитие Японских островов, 1968), в раннем плейстоцене границам вулканической зоны соответствует узкий морской пролив. В настоящее время неогеновые отложения зоны, образующие фундамент современных вулканов, опущены сравнительно с окружающими ее хребтами почти на 900—1000 м (1300—1700 м — уровень абсолютных отметок вершин хребтов, 300—600 м — в фундаменте вулканической зоны к северу от Фукуоки; в районе Унзена цифры меняются: 600 и —50 м, соответственно). Все это позволяет определенно говорить о том, что вулканическая зона приурочена к депрессии типа грабен-синклинали. По обрамлению ее местами четко читаются сбросовые уступы рельефа, но каких-либо данных о характере движений по ним в литературе нет.

В зоне расположены четыре группы вулканических центров, четвертичные эффузивно-пирокластические толщи образуют сплошной покров, занимающий всю территорию зоны. Наиболее южным вулканом зоны является Унзен, крупный вулканический центр, развитие которого началось с образования базальтового щитообразного вулкана и завершилось формированием большой группы дацитовых куполов (часть их извергалась в историческое время). Группа Унзена располагается на продолжении крупного сброса широтного простирания, смещающего базальты щитообразной постройки. Амплитуда сброса не менее 400 м. Стадии обрамления куполов предше-

ствовало образование на вулкане секторного грабена. Ограничивающие его сбросы сходятся в центре вулканической группы. Грабен ориентирован на юг от центра. Амплитуда сбросов затухает по мере удаления от центра группы (вершины грабена). Купола в основном ориентированы вдоль линии широтного простираия, трассирующей положение сброса в фундаменте.

От Унзена вулканические проявления зоны протягиваются в широтном направлении на восток. В непосредственной близости от вулкана Унзен расположена группа небольших вулканических проявлений района Кумамото, а далее — крупнейший центр вулкана Асо. Он находится на пересечении нескольких тектонически ослабленных зон: широтной, протягивающейся от вулкана Унзен зоны, продолжающей простираие пояса Киришима (северо-восток 25°), и ориентированной в направлении северо-восток 45° цепи вулканов, продолжающих пояс Унзен-Куджу к северу от Асо. Важно отметить отсутствие активных разломов со смещением вдоль этих направлений, они лишь играют роль ослабленных зон, выраженных в структурах фундамента, но не в верхнем этаже. Нижний ярус вулкана Асо представляет собой сложную постройку, близкую к щитообразной и сложенную рядом пород от базальтов до андезитов и андезито-дацитов. Есть указание на общее куполовидное поднятие фундамента в пределах постройки. С формированием огромной (24×18 км) кальдеры на ее вершине связаны выбросы спекшихся туфов кислого состава объемом 175 км^3 . В кальдере располагается группа конусов, сложенных андезитами и андезито-базальтами посткальдерной стадии. Часть конусов продолжает активно извергаться. Разломы, образующие края кальдеры, имеют фестончатую форму. Амплитуда смещения по ним превышает 400—500 м.

За вулканом Асо общее простираие зоны меняется на северо-восточное 30° . Однако интересно отметить, что на продолжении широтной полосы вулканических пород к востоку от Асо, в зоне поднятий, развита кольцевая система трещинных интрузий гранодиоритов миоценового возраста. Она фиксирует, по-видимому, положение крупной миоценовой кольцевой структуры. С северо-востока к подножию Асо примыкает мощное плато, сложенное андезито-базальтами и андезитами нижнего-среднего плейстоцена. На нем расположена большая группа андезитовых и андезито-базальтовых небольших вулканов и экструзивных куполов — Куджу. Всего в группе 10 построек. На нескольких продолжается активная фумарольная деятельность. Фундамент вулканов разбит серией небольших грабенов.

К северо-востоку от группы Куджу располагается группа лавовых куполов Туруги, а на окончании зоны — потухший стратовулкан Футаго. На продолжении зоны в пределах Юго-Западного Хонсю расположены мелкие экструзивные купола, сложенные дацитами.

Вдоль северо-западного побережья Кюсю распространены покровы базальтов повышенной щелочности. Основные черты глубинного строения и сейсмичности Японии, а также распределение здесь глубоководных желобов отражают особенности последних этапов геологического развития этого района.

Мощность коры, определенная по дисперсии поверхностных волн землетрясений и данным сейсмондирования, колеблется от 24 до 33 км. Максимальная ее мощность (30—39 км) отмечается в районе Фосса-Магна в Центральном Хонсю и Хидака в Центральном Хоккайдо, в то время как на остальной территории она составляет 24—29 км. По мощности и повсеместному наличию развитого гранитного слоя кора отвечает нормальному континентальному типу. Это связано, по-видимому, с переработкой в неоген-четвертичное время жесткого блока, претерпевшего более ранние циклы геосинклинального развития. Кора имеет сложное строение как в поперечном разрезе, так и в плане (см. рис. 16). Сопоставление этих данных с распределением поля силы тяжести (рис. 17) и современной геологической структурой показывает, что пояса внешних геоантиклинальных зон неогенового времени, вне зависимости от различий в предшествующей геологической истории, характеризуются высокими положительными аномалиями Δg в редукции Буге, развитием на глубине 20 км слоев 4 и 5. Это свидетельствует об общем утопании коры и гранитного слоя в пределах этих структур. Площади с мощным слоем I характеризуются слабо отрицательными аномалиями Δg и соответствуют зонам «зеленых туфов», т. е. областям неоген-четвертичного вулканизма. Граница между обеими зонами совпадает с полосами высоких градиентов силы тяжести, отвечающих основным разломам — Медиан Лайн в Юго-Западной Японии, линией Ширикава — Мориока на Северо-Восточном Хоккайдо. Области обширных минимумов силы тяжести в Юго-Западной Японии отражают, по-видимому, наличие корней горных систем. Отдельные изометричные минимумы силы тяжести имеются в районе развития кислого вулканизма на севере зоны Унзен-Куджу и приурочены к кальдерам (Yokoyma, 1963).

Сейсмичность Японии в основном связана с тремя сейсмофокальными зонами (рис. 18). Наиболее сейсмоактивна Изу-Бонинская зона, протягивающаяся в меридиональном направлении

со стороны одноименной дуги и пересекающая Центральное Хонсю в районе Фосса-Магна. Она имеет общее погружение на запад. Максимальная глубина землетрясений изменяется по простиранию: в районе о-вов Бонин 450 км, у о-вов Изу — не более 200 км, на Хонсю — 375 км. В сторону Японского моря зона продолжается условно — количество толчков здесь очень мало. Глубина очагов возрастает до 450—500 км. Курило-Камчатская зона является окончанием сейсмофокальной зоны Курил, пересекает в субширотном направлении Хоккайдо и продолжается серией глубокофокусных (200—400 км) толчков в Японском море. Предполагавшееся ранее соединение Изу-Бонинской и Курило-Камчатской сейсмофокальных зон на Северо-Восточном Хонсю отрицается современными японскими исследованиями (Геологическое развитие Японских островов, 1968). Глубина очагов землетрясений в этом районе не превышает 100 км. Юго-западная сейсмофокальная зона, связанная с островной дугой Рюкю, захватывает лишь южную и центральную части о-ва Кюсю. Зона имеет общее падение на северо-запад, максимальная глубина очагов землетрясений около 200 км. Как видно из рис. 19, мелкофокусные землетрясения в основном локализируются в районах выхода на поверхность сейсмофокальных зон и сосредоточены в пределах внешнего пояса геосинклинальных поднятий. Характерны повороты зоны сгущения эпицентров мелкофокусных землетрясений на северо-запад в районе Фосса-Магна и у Самгарского пролива, совпадающие с разворотом структур в этом направлении. Очень мелкофокусные (глубина очага до 30 км) распространены также на Юго-Западном Хонсю, Северо-Восточном Сикоку и Центральном Кюсю.

Вдоль всей Северо-Восточной Японии протягивается система желобов, состоящая из трех смыкающихся структур: Курило-Камчатского, имеющего северо-восточное простирание, меридионального Японского и субмеридионального Изу-Бонинского желобов. Желоба имеют форму узких телескопированных впадин глубиной 7000—8000 м. Глубина Кури-



Рис. 16. Распределение слоев земной коры с различным строением, вычисленных по времени прохождения волн мелкофокусных землетрясений (по Tamaki, 1969).

I — близ земной поверхности; II — на глубине около 10 км; III — на глубине около 20 км; IV — на глубине около 40 км.

	V_p , км/сек	V_s , км/сек	Предполагаемый состав
0	2,4 – 2,8	1,0 – 1,2	Преимущественно молодые осадки
1	4,2 – 4,8	2,2 – 2,7	Преимущественно консолидированные осадки
2	5,0 – 5,5	3,0 – 3,3	Граниты и консолидированные осадки
2'	5,5 – 6,0	3,3 – 3,5	Преимущественно гранитоиды
3	6,0 – 6,5	3,5 – 3,7	Граниты и более
4	7,0 – 7,5	4,0	Преимущественно основные породы
5	8,0 – 8,5	4,7 – 5,0	Перидотиты и эклогиты

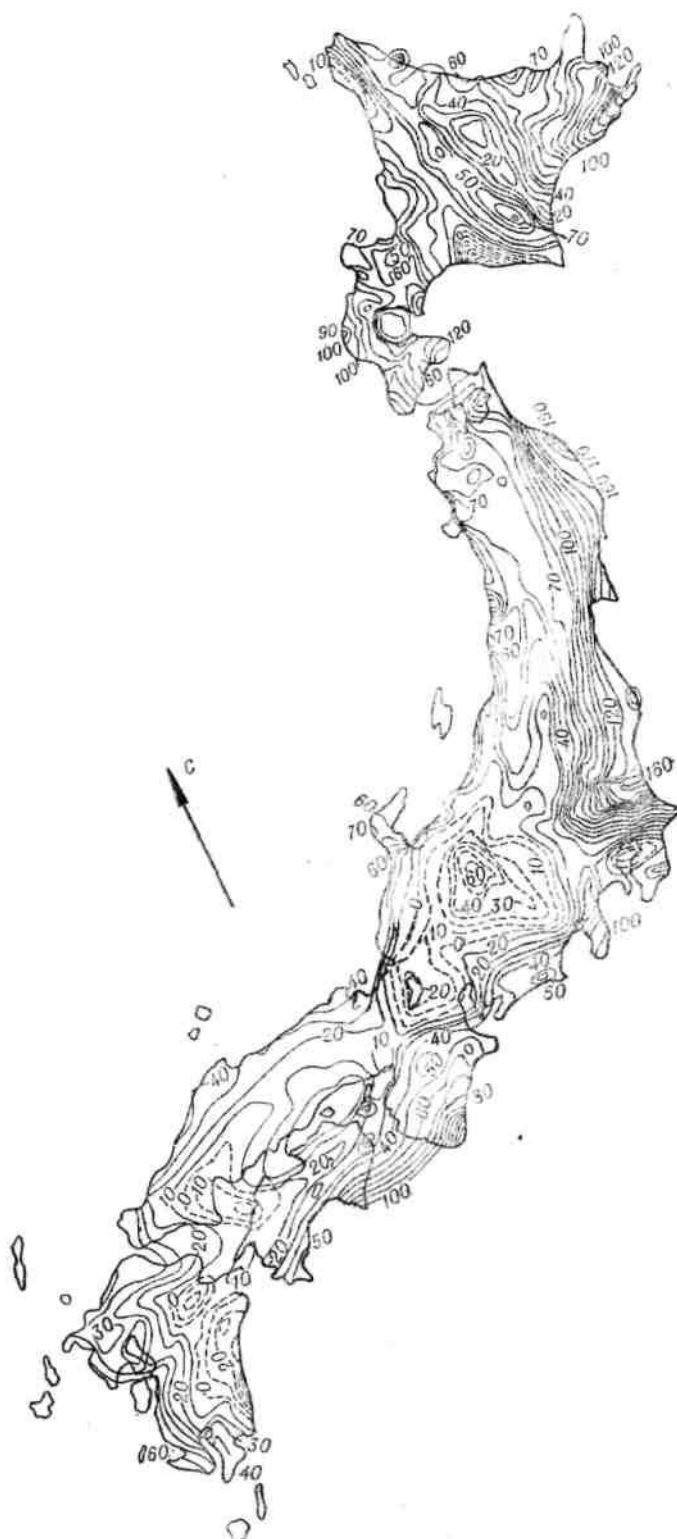


Рис. 17. Карта гравитационных аномалий на территории Японии (в редукции Буге). По К. Цубои (Tsuboi, 1954).

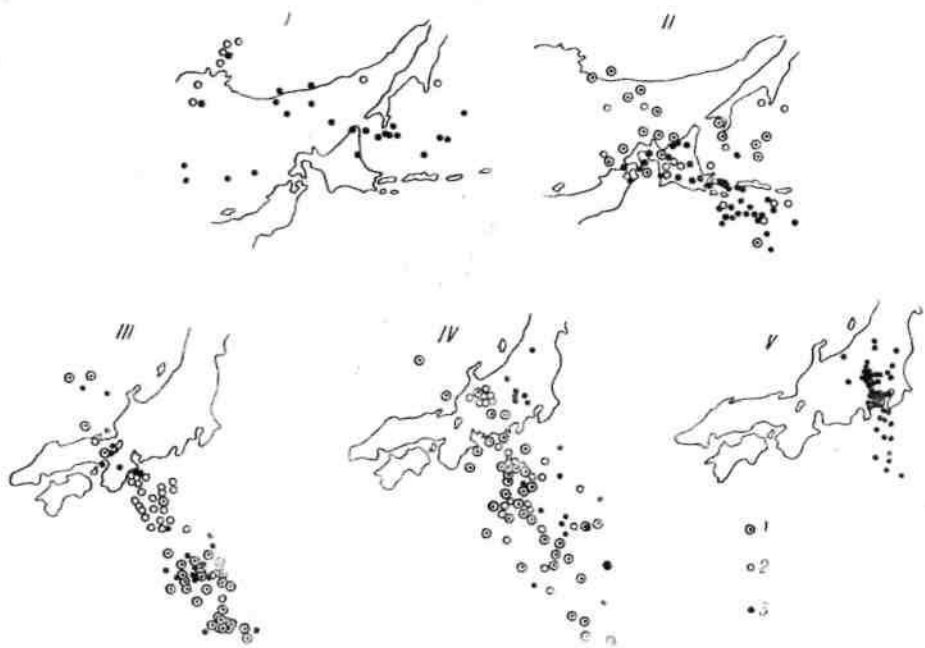


Рис. 18. Схема распределения эпицентров землетрясений, связанных с фокальными сейсмическими зонами Японии (по работе «Геологическое развитие Японских островов», 1968).

I, II — Курило-Камчатская фокальная сейсмическая зона; III, IV, V — Изу-Бонинская фокальная сейсмическая зона. Глубина очага: I — 1 — более 400 км; 2 — 300—400 км; 3 — 200—300 км. II — 1 — 150—200 км; 2 — 100—150 км. III — 1 — 400—500 км; 2 — 350—400 км; 3 — 350 км; 4 — 300—350 км. IV — 1 — 250—300 км; 2 — 200—250 км; 3 — 150—200 км. V — 1 — 100—150 км.

ло-Камчатского и Изу-Бонинского желобов у Японии на 1500—2000 м меньше, чем близ одноименных островов дуг. На стыке Курило-Камчатского и Японского желобов от последнего в районе Сангарского пролива ответвляется впадина северо-западного простирания. Глубина ее 1000—3000 м. Направление ее оси соответствует резкому развороту складчатых структур основания, изменению простирания аномалий силы тяжести и характеризуется повышенной сейсмичностью. Такое же ответвление образуется у северной оконечности Изу-Бонинского желоба. Глубина его меняется от 7000 до 1000 м. Оно прямо продолжается в заливе Сагачи, Токийском заливе и далее смыкается с впадиной Канто. Оба ответвления совпадают с северо-западными окончаниями Z-структуры Северо-Восточной Японии. Желоб, протягивающийся вдоль Юго-Западной Японии и продолжающийся идущий вдоль дуги Рюкю желоб Нансей, выражен пунктирной системой впадин. Глубина их не превышает 5000—5700 м, в среднем 3600—4800 м (глубина желоба Нансей у Рюкю 1000—7500 м). Дно желоба широкое, плоское. Ширина его 60 км. В рассматриваемой части желоба предполагается присутствие мощных осадочных толщ (Геологическое развитие Японии, 1968). Юго-восточный борт желоба полого переходит в океаническое ложе, а северо-западный ступенчато поднимается к континентальному склону.

Приведенный краткий обзор позволяет констатировать, что современная структура Японии — результат наложения на разнородный складчатый фундамент нормальных островных дуг неогенового времени и последующего преобразования последних в конце плиоцена — начале четвертичного времени.

Тектоническая система Тайваня

Тектоническая система Тайваня представляет собой резко поднятый блок на стыке двух систем островных дуг нормального типа — Рюкю и своеобразной островной дуги, проходящей к северу от Филиппинского архипелага. Система Тайваня кулисообразно смещена относительно примыкающих систем островных дуг на запад, к континенту. Сочленение обеих систем островных дуг со структурами Тайваня проходит по зонам глубинных разломов север-северо-восточного простирания. С зонами сочленения связаны центры подводных извержений к востоку от Тайваня (Купо, 1962) и эпицентральные зоны землетрясений с глубиной очага 50—65 км. Западнее обоих

разломов проходят примыкающие к восточному побережью Тайваня узкие (25—50 км) подводные впадины глубиной до 4000—4450 м. В центральной части острова на протяжении более чем 175 км тектоническая система Тайваня непосредственно граничит по флекуре континентального склона с Филиппинской котловиной Тихого океана.

Зональность структурных элементов Тайваня весьма показательна (рис. 20). Вдоль восточного побережья острова протягивается зона Берегового хр. Она образована комплексом вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород верхнечетвертичного (миоцен-плиоценового) возраста, имеющих, по заключению Биг Чингчанга (Big Chingchang, 1960), эвгеосинклинальный характер. Видимая мощность развитых здесь отложений — несколько тысяч метров. В современном структурном плане эта зона представляет собой горстовое поднятие, морфологически выраженное хребтом высотой 1000—1500 м. Зоне соответствуют отрицательные аномалии силы тяжести и пояс мелкофокусных землетрясений. Ширина этой структуры 5—7 км. Восточная ее часть оборвана серией крупноамплитудных сбросов и погружена ниже уровня моря.

Западнее располагается зона Центрального хр. В современном структурном плане это горстовое поднятие. Высота современного рельефа, отвечающая амплитуде воздымания за четвертичное время, 2800—3600 м. Зона образована комплексом интенсивно дислоцированных аспидных сланцев мела, сменяющихся вверх по разрезу толщей сланцев, песчаников, граувакк, лав среднего и основного состава. Толща имеет палеогеновый (эоценовый) возраст. В отдельных эрозионных окнах отмечены выходы палеозойских отложений. Биг Чингчанг на основании геофизических данных выделяет две зоны скалывания. По ним отмечается надвигание пород в общем направлении на запад. Одна из зон проходит вдоль границы зоны Центрального хр. со смежной с запада зоной предгорных холмов. Она представляет собой прогиб, выполненный мощной (6000—8000 м и более) толщей верхнечетвертичных отложений флишоидно-молассового типа. Вулканические породы в разрезе выполняющих прогиб толщ отсутствуют. Современная структура зоны — моноклинал, сформировавшаяся на базе пенеплена. Поверхность моноклинали полого наклонена на восток, в сторону Тайваньского пролива. Абсолютные отметки поверхности изменяются от 800 до 0 м. Близ западного побережья острова мощность осадков резко выклинивается.

Биг Чингчанг (Big Chingchang, 1960) отмечает, что эта зональность структурных зон Тайваня соответствует перевернутой по отношению к океану нормальной зональности островных дуг: место желоба занимает прогиб зоны Предгорных холмов, место геоантиклинали внешней дуги — поднятие зоны Центрального хр., а место внутренней вулканической дуги — пояс вулканизма зоны Прибрежного хр. Однако такая нормальная зональность структурных элементов существовала лишь в неогене. После основной фазы складчатости в конце плиоцена следует общая эпоха пенепленизации. После этого начинается эпоха общего воздымания и интенсивных блоковых

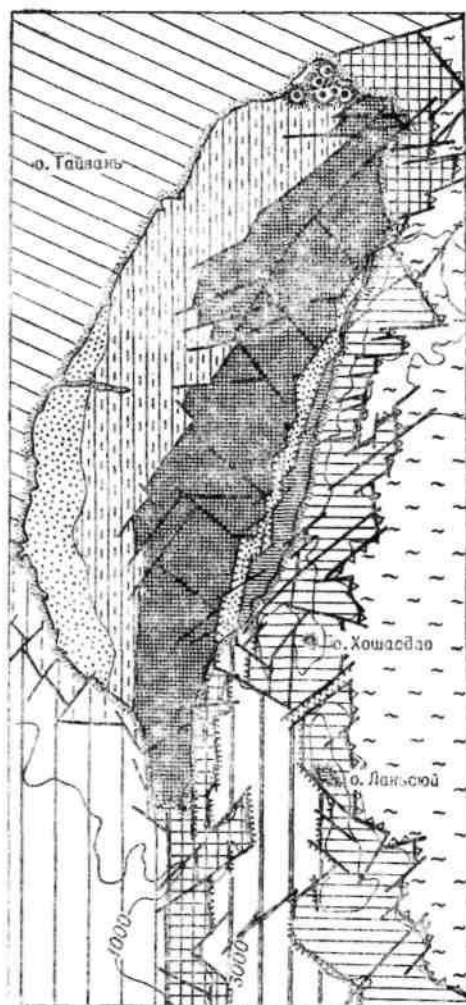


Рис. 20. Схема современной структуры тектонической системы Тайваня. Условные обозначения те же, что и к рис. 2.

движений, приводящих к преобразованию подвижной тектонической системы. Формируются горст-антиклинальные системы Центрального и Прибрежного хр. и, как реакция на воздымание, на стыке обеих систем возникает узкая (5—10 км) зона Продольного грабена (Тайдунская долина). Грабен ограничен четко морфологически выраженными сбросовыми уступами с амплитудой перемещения не менее 1500 м. Дно его располагается на абсолютных отметках не более 200 м. В пределах грабена развиты рыхлые отложения верхнеплиоценового и четвертичного возраста. Разломы, ограничивающие грабен, сейсмически активны. Глубина очагов землетрясений не превышает 10—15 км.

Четвертичный вулканизм представлен небольшими группами потухших щитовых вулканов и экструзивных куполов в северо-западной части острова, образованных андезитами и щелочными базальтоидами. Эпицентры мелкофокусных землетрясений группируются в зонах Прибрежного хр. и продольного грабена, а также в северной и южной частях острова, где они образуют продолжение сейсмических зон прилегающих островных дуг.

Преобразования, охватившие тектоническую систему Тайваня в позднеплиоцен-четвертичное время, привели к тем изменениям, которые и отличают современный облик этой системы от островных дуг нормального типа. Далее мы увидим, что картина эта и по времени преобразований, и по их характеру достаточно типична.

Тектоническая система Филиппин

Данные о геологическом строении и тектонике Филиппинской складчатой системы носят общий характер. В приводимом очерке использовались работы Р. ван Беммелена (1957), М. Нойман ван Паданга (Neumann van Padang, 1953), Э. Ирвинга (Irving, 1952), Ф. Гервазио (Gervasio,

1966), Б. Гутенберга и К. Рихтера (1948), В. А. Швольмана (1964), а также анализ морфометрии современных структур, проведенный автором.

Складчатая система Филиппин в современном структурном плане — сложнопостроенная блоковая структура, вытянутая в общем направлении на северо-запад 315° (рис. 21). Она располагается на пересечении нескольких систем островных дуг. К ней с юга примыкает меридиональная система Молуккской островной дуги, с севера — уже упоминавшаяся меридиональная система островной дуги, протягивающаяся вплоть до Тайваня, с запада — островная дуга Сулу, имеющая простирание северо-восток 45° . Общей особенностью перечисленных систем островных дуг является отсутствие желобов в их фронтальной части. Остальные элементы, присущие зональности островной дуги, сохраняются полностью.

Древнейшие породы, относимые филиппинскими геологами к комплексу фундамента, встречаются в ядрах антиклинальных мезозойских структур и в эрозионных окнах. В подавляющем большинстве они представлены амфиболитами и кварц-полевошпатово-сланцевыми кристаллическими сланцами, перекрытыми филлитами с линзами мраморов. На Миндоро и п-ове Караман значительную часть этого комплекса составляют регионально метаморфизованные пирокластические породы. Интрузивные породы включают граниты, кварцевые монзониты, кварцевые диориты, гранодиориты и латиты. Данные о возрасте комплекса очень ограничены. Верхняя возрастная граница определяется по резкому угловому несогласию между ними и геосинклинальным комплексом юры—мела, породы которого резко отличаются и по степени метаморфизма. В третичных конгломератах Миндоро найден обломок коралла, датируемый средним—верхним карбоном. Часть интрузивных пород, ассоциирующаяся с комплексом фундамента, сопоставляется по составу с карбоновыми и триасовыми гранитными интрузиями Западного Борнео.

Ф. Гервазио (Gervasio, 1966) рассматривает современную структуру Филиппин, как конечный результат развития и преобразования трех геосинклинальных бассейнов ранне-среднемезозойского — раннетретичного времени. В момент максимального развития один из бассейнов занимал всю территорию современного Лусона, другой — п-ов Бикол, район Висаян и Минданао, третий покрывал большую часть Юж. Палавана. Эта стадия определяется как раннегеосинклинальная. Древнейшими отложениями являются относимые к юре аммонитсодержащие слои формации Мансалай. Разрез их образован конгломератами и граувакками общей мощностью около 1500 м, образовавшимися за счет размыва гнейсов, кристаллических сланцев и кварцитов.

Их аналогами являются формации Баруен, развитые в Илокос Норте, граувакки, развитые в Бусуанге, Юго-Западном Ланао и районе Букиндон на Минданао.



Рис. 21. Схема современной структуры тектонической системы Филиппин. Условные обозначения те же, что и к рис. 2.

На основании определения комплекса радиоларий их считают юрскими и сопоставляют с францисканской формацией Калифорнии и формацией Дамау на Борнео. В то же время в Катандуанесе, Центральном Себу и Восточном Минданао мощная толща граувакк, аналогичная формации Мансалай, датируется мелом.

Главную часть разреза комплекса, относимого к ранней геосинклинальной стадии, образует толща спилитов и граувакк, мощность которой колеблется от нескольких сот до более чем 5000 м. В нижней части разреза наблюдается переслаивание маломощных потоков спилитов и лав ос-

новного состава с кластическими породами. В средней части резко преобладают мощные покровы лав основного состава, зачастую шаровых, в верхних частях лавы переслаиваются с шельфовыми песчаниками и известняками, в некоторых местах отмечаются линзы агломератов и туфов. Известняки содержат фауну верхнего мела. Нижний геосинклинальный комплекс прорван крупными интрузиями габбро, габбро-перидотитов и линзовидными интрузиями гипербазитового состава. Породы комплекса интенсивно дислоцированы, часто стоят на головах или опрокинуты, разбиты большим количеством дизъюнктивных нарушений. Породы нижнего геосинклинального комплекса отделены от осадочных пород палеоцена—эоцена резким структурным несогласием. Но в двух точках в Илокос Норте (Северный Лусон) и западной Замбоанге отмечается согласное налегание на них эоценовых отложений. Формирование комплекса завершается интенсивной складчатостью и общим поднятием; всего региона.

Начиная со следующего этапа, тектонический режим резко дифференцируется по площади. В частности, обособляются два разнородных элемента: формируется подвижный пояс, занимающий территорию современного архипелага, а в тыловой части системы обособляется стабильный регион, охватывающий современный Палаван и море Сулу. На территории подвижного пояса в конце верхнего мела — начале палеогена геосинклинальные бассейны сокращаются по площади. Новая стадия их развития датируется палеоценом — средним олигоценом. На протяжении этого времени тип развития отдельных бассейнов дифференцируется на Лусоне, в районе Висаяна и Миндоро возрастает вулканическая и магматическая активность, в то время как в бассейнах района Палавана и юго-западного Агиндоро отлагаются преимущественно осадочные породы.

Палеоцен-эоценовые отложения повсеместно отделены от нижележащего геосинклинального комплекса несогласием. Разрез их, видимая мощность которого превышает 1000 м, начинается маломощными линзами конгломератов, содержащих многочисленные обломки пород ранней стадии геосинклинального развития. Конгломераты перекрыты переслаивающимися морскими шельфовыми осадками, состоящими из вулканогенно-обломочных пород и сланцев, среди которых отмечены рифовые известняки палеоцена—эоцена. Верхнюю часть разреза образует флишеподобная толща, содержащая небольшие линзы известняков. К верхам разреза приурочены и проявления андезитового и дацитового вулканизма. С этой же толщей связаны небольшие месторождения паралических углей. Весь комплекс прорван небольшими интрузиями среднего и кислого состава.

Следующий этап развития, датируемый поздним олигоценом — ранним-средним миоценом, характеризуется резкой дифференциацией тектонического режима в различных частях подвижного пояса. В результате мощность и тип осадков резко варьируют в различных структурах. В восточной части Филиппин отмечается развитие глубоководных фаций осадков — песчаников и сланцев с прослоями переотложенных туфов. В осевой части подвижного пояса основную часть разреза составляют базальтовые в андезитовые лавы и пирокласты. В стабильном регионе тыловой зоны Филиппин отложения этой стадии отличаются от предыдущей лишь возрастающей ролью рифовых известняков и наличием небольших паралических угольных бассейнов. Одновременно формируются линейные зоны поднятий в восточной и западной частях подвижного пояса. Мощность отложений этого комплекса в подвижном поясе достигает 5000 м. Эта эпоха прерывается в середине миоцена общим воздыманием всей территории складчатой системы, с которым связывается внедрение крупных батолитов и штоков кварцевых диоритов.

На протяжении среднего—верхнего миоцена и плиоцена эти тенденции углубляются. Позднемиоценовые отложения целиком сосредоточены в межгорных депрессиях и прогибах и представлены в основном молассами, переслаивающимися с пирокластикой, а в районах Негрос, Бохоль и Замбоанга ассоциирующихся с андезитами, дацитами и известняками. Отмечается, что молассовый комплекс низов разреза постепенно сменяется все более и более тонкозернистыми осадками, а местами присутствуют латериты. Указанные факты служат основанием для вывода об общей пенеппенизации всей территории Филиппин в рассматриваемую эпоху. Верхняя часть разреза этого комплекса сложена преимущественно продуктами миоплиоценового вулканизма, заполняющими депрессии архипелага. Лишь в районах Палавана и восточной части Лусона вулканизм этого времени не проявляется.

В конце среднего плиоцена происходит общее диастрофическое поднятие территории подвижного пояса и окончательное формирование структуры в ее современном виде. При общем простирании на СЗ 315° структурный план Филиппин представляет собой своеобразную горизонтальную флексуру. Структуры южной части Минданао, расположенной в юго-восточной части системы, и Лусона, расположенного в ее северо-западной части, имеют меридиональное простирание,

непосредственно смыкаясь с примыкающими системами островных дуг. Эти два участка имеют максимальные высоты современного эрозионно-тектонического рельефа (более 2500 м), а дно современных депрессий располагается на высотах 20—200 м. Часть системы между зонами меридиональных структур имеет четкое северо-западное простирание, определяющее общее простирание системы в целом. В соответствии с подобным изменением структурного плана в современной структуре Филиппин выделяется несколько различных по строению блоков, разделенных крупными линеаментами. Это блоки Замбоанга и Северный Лусон, расположенные в зоне меридиональных простираний структур, на сочленении с примыкающими системами островных дуг, и блоки Южного Лусона, Висаян, Северного Минданао в пределах основной зоны северо-западного простирания структур.

В современном структурном плане Филиппинская складчатая система состоит из двух поясов горст-антиклинальных поднятий, разделенных системой депрессий. Горст-антиклинальные поднятия образованы дислоцированным комплексом мезозойских структур. Система депрессий в основных чертах наследует положение впадин третичного (главным образом неогенового) времени.

Внешний пояс поднятий образован горст-антиклиналью хр. Сьерра-Мадре на Восточном Лусоне и продолжающими его хребтами юго-восточной части этого острова, блоками о-вов Самар, Катанданао. Простирание поднятых блоков на отдельных участках соответствует описанному выше общему структурному плану тектонической системы. Высота тектонического рельефа в среднем 800—1000 м. Ширина блоков 50—100 км. С востока горстовые блоки оборваны системой сбросов, по которой они граничат с шельфом и континентальным склоном. Судя по всему, в зоне шельфа можно ожидать развития тех же отложений, что и в горст-антиклиналях внешнего пояса.

Внутренний пояс поднятий образован горст-антиклинальными системами хр. Центральная Кордильера и Сомбалес на Западном Лусоне, блоками о-вов Миндоро, Панай, юго-западной части о-ва Негрос, блоком о-ва Себу и горст-антиклиналями хребтов Западного Минданао. Высота рельефа, на которую выведены мезозойские отложения этих блоков, + 200—2500 м. На конусовых участках тектонической системы (Лусон, Минданао) поднятия внутренней зоны образуют сплошной пояс структур меридионального простирания. На основном участке тектонической системы Филиппин, имеющей северо-западное простирание, горсты внутреннего пояса поднятий образуют цепь кулисообразно смещенных блоков, причем простирание всей цепи 315° , а каждого блока — меридиональное. Ширина блоков 25—50 км. Они разделены грабенами, морфологически выраженными в виде проливов между островами и реже в виде межгорных впадин на самих островах (северная часть о-ва Негрос).

В тыловой части внутреннего пояса поднятий проходит система сбросов северо-западного простирания, по которой он граничит со стабильным массивом моря Сулу. Зона депрессий, разделяющая системы внутреннего и внешнего пояса поднятий, образована депрессией Кагаян на севере Лусона, Манильской депрессией на юге того же острова, сложнопостроенной системой депрессий Внутренних Филиппинских морей, впадинами Агусан и Бунго на Минданао.

В концевых, меридиональных участках тектонической системы, т. е. на Лусоне и Минданао, депрессии представляют собой относительно простые по структуре межгорные впадины, разделяющие внешний и внутренний пояса поднятий. Ширина этих структур в среднем 50 км. Дно располагается на абсолютных отметках 50—200 м, т. е. перепад высот сравнительно с прилегающими горст-антиклинальными системами хребтов 1200—2500 м. Мощность плиоцен-четвертичных пролювиально-вулканогенных отложений 2000 м. Таким образом, общая амплитуда движений плиоцен-четвертичного времени достигает 4000 м.

На участке между Лусоном и Минданао, т. е. в зоне развития структур северо-западного простирания, структура пояса депрессий резко усложняется. Общая ширина пояса на этом участке 200 км. Он разделен осевым поднятием на две самостоятельные зоны — внешнюю и внутреннюю. Дно депрессий на большей части этого участка погружено ниже уровня моря, причем величина погружения колеблется от —50 до —(1700—2000) м. Участки, на которых дно депрессий выведено выше уровня моря, занимают относительно небольшую площадь.

Внешняя зона депрессий относительно узка — ширина ее в среднем 50 км. Она образована серией впадин. С северо-запада на юго-восток это залив Рагай, пролив Буриас, море Самар и пролив Суриано. Глубина моря в пределах всех этих морфоструктур, как правило, не превышает 100—200 м. Оси отдельных впадин имеют простирание 330° , т. е. располагаются под острым (15°) углом по отношению к общему простиранию зоны. Впадины разделены зонами относительного поднятия — либо поднятыми блоками островов, либо мелководными участками дна. Крупнейшая

такая зона пересекает о. Лейте и продолжается на юго-восточной оконечности Минданао. Здесь развиты осадочные и вулканические породы плиоцен-четвертичного возраста.

Внутренняя зона депрессий имеет ширину около 200 км. Она образована системой впадин, морфологически выраженных в морях, заливах и проливах. Крупнейшие из них (с северо-запада на юго-восток) — пролив Таблас, моря Сибуйан, Висаян, Калютес, Минданао. Глубина моря в большей части этих структур от 1500—1800 до 2000 м и лишь в море Висаян 50—100 м. Оси впадин ориентированы в меридиональном направлении. То же простираие имеют и разделяющие их поднятые блоки. В эту систему депрессий входят те части островов, на которых развита мощная толща плиоцен-четвертичных отложений и располагаются четвертичные вулканы. Крупнейшим из них является меридиональная зона северной части о-ва Негрос. С тыловой частью внутренней зоны депрессий смыкаются грабены, разделяющие поднятые блоки внутреннего пояса поднятий. Морфологически они выражены проливами меридионального простираия.

Зона осевого поднятия, разделяющая обе системы депрессий, проходит по п-ову Бондон (Юго-Восточный Минданао), о-вам Масбате, Лейте. Высота современного тектонического рельефа на этих участках +500—600 м. Длинная ось поднятых блоков имеет простираие 300°, т. е. ориентирована под углом 15° к общему простираию системы депрессий и под углом 30° к простираию осей впадин внешней зоны депрессий. Ширина поднятых блоков до 25 км. В их пределах обнажается в основном комплекс дислоцированных пород палеоцен-эоценового возраста.

Образование осевого поднятия и особенности ориентировки блоков в его пределах, как и ориентировка впадин во внешней зоне депрессий, связаны с жизнью крупнейшей дизъюнктивной структуры Филиппин — Великого Филиппинского разлома. Он пересекает всю складчатую систему, протяженность его превышает 1200 км. Разлом активно живет на протяжении всего неогена и сейсмически активен и по сей день. Его северо-восточное окончание, известное под названием линейамента Лингайен-Дигалан, пересекает центральную часть о-ва Лусон, образуя границу между блоками Северного и Южного Лусона. Здесь он определяет кулисообразное смещение структур на расстояние около 50 км и трактуется как правый сдвиг. Исходя из этой трактовки, становятся понятными отмеченные выше особенности ориентировки блоков осевого поднятия и внешней зоны депрессий — она определяется движениями по оперяющим зонам Великого Филиппинского разлома. Вдоль разлома и к востоку от него третичные отложения собраны в линейные часто запрокинутые к востоку складки, сопровождаемые системой наклонных сбросов и надвигов. В стабильном регионе в плиоцен-четвертичное время происходит интенсивное опускание блока моря Сулу. Это подтверждается данными бурения на одном из коралловых островов, где скважина до глубины 1453 фута вскрыла толщу четвертичных кораллов.

Пространственное распределение четвертичных вулканов Филиппин теснейшим образом связано с современной структурой, в частности с двумя ее элементами — зонами сочленения с системами смежных островных дуг и внутренними депрессиями четвертичного времени. Вулканические районы Южного и Юго-Западного Минданао прямо трассируют продолжение вулканических зон Молуккской островной дуги и дуги Сулу и локализуются в депрессиях, продолжающих вулканические пояса этих островных дуг в пределах Филиппинской складчатой системы. Так, депрессии заливов Моро и Ильямо продолжает вулканический пояс дуги Сулу. На продолжении этой депрессии на Юго-Западном Минданао расположены вулканы северо-восточного (45°) простираия, соответствующего простираию этой дуги, в частности находящиеся в фумарольной стадии активности вулканы Макатулинг, Латукан и действующие вулканы Ратанг, Селайо. Залив Сарангами и продолжающая его депрессия трассируют окончание вулканической зоны Молуккских о-вов. При общем меридиональном простираии этой структуры, соответствующем простираию вулканической зоны островной дуги, вулканы локализуются в ней близ секущих зон разломов северо-западного простираия. Северо-западное простираие имеют и расположенные здесь ряды вулканов. Действующий вулкан в этой зоне один — Балут, и тот расположен на маленьком островке к югу от Минданао. Два вулкана — Матутум и Апо находятся в стадии фумарольной активности. Остальные аппараты — потухшие.

В пределах блоков Висаян и Южный Лусон вулканы располагаются по периферии депрессий Внутренних морей. Во внешней депрессии они образуют протяженный (550 км) ряд, пересекающий о-в Лейте и юго-восточную часть Лусона. Он имеет простираие 370°, т. е. пересекает депрессию под косым (15°) углом. Действующие вулканы здесь единичны. Это Майон и Булусан на Юго-Восточном Лусоне, находящиеся в стадии фумарольной активности, вулканы гор Пакдолъ и Малинао на Юго-Восточном Лусоне, Касибои и Кабалян на Лейте. Известны также крупные фумарольные поля Данан на Лейте и Билиран на одноименном острове. Число потухших вулканов

в этой зоне не установлено, однако даже по имеющимся отрывочным данным оно превышает полтора десятка.

В пределах внутренней депрессии вулканы локализуются по ее приподнятым, периферическим частям. Таков вулканический район Юго-Западного Лусона, где расположены активные вулканы Тааль и Банахао, а также фумарольные поля Джаладжала, вулканический район о-ва Негрос (активный вулкан Камлаон, находящиеся в фумарольной стадии вулканы Силай, Мандалаган, Магасо), активный вулкан Катарман на небольшом острове к северо-западу от Минданао и большая группа потухших вулканов в прилегающей части самого Минданао.

Проявления четвертичного вулканизма в большей части блока Северного Лусона отсутствуют. На самом Северном Лусоне имеется лишь один действующий вулкан — Кагуан, расположенный на северо-восточной оконечности острова, в зоне, трассирующей продолжение островной дуги, протягивающейся от Филиппин к Тайваню. В этой же зоне располагается группа вулканических островов Бабуян к северу от Лусона. Эти острова ограничивают в плане эллипс диаметром 50х90 км, возможно оконтуривающий крупную вулкано-тектоническую структуру. Четыре вулкана (Смита, Бабуян Кларо, Дидикас и Камигуин де Бабуянус) активно извергаются. Севернее, за Лусонским проливом известен подводный вулкан близ о-ва Ибугос.

Все перечисленные вулканы относятся к кальдера- и стратовулканам. Кроме того, известны относительно небольшие по размерам проявления платобазальтов, в частности в районах Ланао и Пагадиан в Замбоанге (Минданао), базальтовые потоки и сопровождающие их агломераты и брекчии того же состава в восточной части Ризалья (Лусон) и на о-ве Суйо (Палаван). Базальтовые дайки Мисамис и Лимао секут гравийные террасы и вулканокластические толщи четвертичного возраста. Ф. Гервазио (Gervasio, 1966) относит базальтовый вулканизм к завершающей фазе четвертичной вулканической активности. Как видим, все проявления базальтового вулканизма локализуются в тыловой зоне подвижного пояса.

От Мулукской островной дуги через блоки Висаян и Южный Лусон протягивается сейсмофокальная зона, погружающаяся от Тихоокеанского побережья на запад-северо-запад. Максимальная концентрация землетрясений наблюдается на континентальном склоне и в зоне береговых поднятий Тихоокеанского побережья. Максимальная глубина землетрясений 600—700 км. Стабильный регион и западная часть блока Замбоанга практически асейсмичны. В блоке Северного Лусона сейсмофокальная зона вытягивается в меридиональном направлении. Выход фокальной плоскости на поверхность приурочен к восточной части острова и совпадает с границей впадины Кагаян (Gervasio, 1966). Эпицентры землетрясений в шельфовой зоне к востоку от Северного Лусона единичны. Максимальная глубина землетрясений не превышает 200 км.

Сочленение Филиппинской складчатой системы со структурами Тихого океана на большей части территории происходит по Филиппинскому желобу. Глубина и морфология его резко изменяются по простиранию. С юга до широты центральной части Минданао он имеет форму узкого телескопического грабена, средняя глубина его превышает 9000 м. Севернее он расширяется и меллеет. На участке, параллельном Южному Лусону, средняя глубина его уже 5000 м, дно широкое (50 км против 12 км на юге) и плоское. Борты, особенно тот, который прилегает к океанической стороне, выполаживаются. На участке вдоль блока Северного Лусона желоб отсутствует. Сочленение с блоком Филиппинской впадины Тихого океана происходит по флекуре коры, совпадающей с уступом континентального склона.

В целом можно констатировать, что тектоническая система Филиппин переживает эволюцию от геосинклинального трога (верхний мел) к нормальной островной дуге (олигоцен — неоген), в плиоцен-четвертичное время происходит переход к стадии раннего орогена. Современная структура блока Северный Лусон близка к современной структуре Северо-Камчатско-Олюторской системы и Тайваня, а в современной структуре остальной территории много элементов, роднящих ее с Южной и Центральной Камчаткой.

Тектоническая система Суматры

Тектоническая система Суматры занимает пограничное положение между двумя системами островных дуг нормального типа — Зондской и Андаманской. Данные о современной структуре и вулканизме тектонической системы Суматры весьма ограничены. Приводимый ниже очерк базируется на работах Р. ван Беммелена (Беммелен, 1957), Дж. Вестервельда (Westerveld, 1952), М.

Нойман ван Паданга (Neumann van Padang, 1951), сводке по тектонике Индонезийского архипелага, составленной И. В. Архиповым (1964), и новейших работах Дж. Катили (Katili, 1966).

Структуры имеют преобладающее северо-западное простирание. Северо-западные структуры Юго-Восточной Суматры сочленяются под резким углом с широтными структурами Явы. Никаких плавных переходов простираний здесь не фиксируется. Тектоническое строение рассматриваемой системы характеризуется четкой зональностью распределения основных элементов. На юго-западе она ограничена продолжением Яванского желоба. Параллельно ему протягивается цепь небольших островов (Сималур, Наас, Бату и Ментавай, Энгано). На них развита мощная (до 4000 м) серия неогеновых отложений чисто осадочного состава. Миоценовые толщи интенсивно дислоцированы — углы на крыльях складок составляют $50\text{--}90^\circ$, в ядрах крупнейших антиклиналей вскрыт комплекс эоценовых и мезозойских пород фундамента. Плиоценовые морские отложения образуют пологие складки с углами на крыльях всего $5\text{--}10^\circ$. Поднятие островов датируется четвертичным временем. Высота водоразделов от 300—400 до 886 м. Пояс островов совпадает с зоной интенсивных (до 70 мгал) отрицательных аномалий силы тяжести. Цепь островов отделена от Суматры узкой (75 км) депрессией пролива Ментавай. Глубина его 500—2000 м. В пределах пролива значения поля силы тяжести колеблются от 0 до +50 мгал, возрастая в направлении побережья Суматры.

Основу структуры о-ва Суматры составляет Барисанский мегантиклинорий, протягивающийся вдоль всей продольной оси острова почти на 1500 км. Ширина его 80—100 км. Он представлен серией кулисообразно смещенных антиклинальных структур общего северо-западного простирания. Можно выделить в современном структурном плане три участка мегантиклинория, разделенных зонами резкого погружения его оси.

Отмечается некоторое различие в возрастных комплексах пород, слагающих эти структуры. Антиклинорий Северной Суматры в основном образован верхнепалеозойскими и палеогеновыми отложениями, толщи мезозоя играют подчиненную роль. Антиклинорий Центральной Суматры, напротив, образован преимущественно мезозойскими отложениями при подчиненном развитии палеогеновых, Южной Суматры — глубоко метаморфизованными комплексами при полном отсутствии верхнепалеозойских и мезозойских толщ. Различаются и простирания этих структур. Если антиклинорий Северной и Центральной Суматры имеют общее северозападное простирание, то антиклинорий Южной Суматры ориентирован в широтном направлении и под углом примыкает к складчатым северозападным структурам неогена, идущим вдоль юго-западного побережья острова. Все это дает основание предположить, что это разновозрастные и различные по генетической природе структуры, объединенные единым процессом поднятия в неоген-четвертичное время. Складчатые структуры второго порядка зачастую ориентированы в север-северо-западном и запад-северо-западном направлении. Понятна поэтому сложная, ступенчатая форма современной структуры. Амплитуда относительного поднятия горной цепи, исчисленная по абсолютным отметкам водоразделов, составляет 1000—1500 м. С юго-запада к описанной системе примыкает ороген Сонда, образованный мощной толщей вулканогенных пород миоцена — плиоцена. Это складчатая структура типа синклинория, выраженная в современной структуре в виде горной системы, идущей вдоль юго-западного побережья острова.

Вдоль оси горной системы Суматры во всю ее длину протягивается Великий грабен Семангко. Это целая система рифтовых зон, общая длина которой около 1300 км. Средняя ширина отдельных грабенов 10 км. На значительной части своей протяженности грабен фиксирует ослабленную зону между Барисанским мегантиклинорием и орогеном Сонда. Заложение структуры, по данным Дж. Вестервельда (Westerveld, 1952), относится к палеогену. Об этом, в частности, свидетельствует находка здесь характерных палеогеновых слоев с рыбными остатками, образовавшихся в условиях изолированных впадин. В районе залива Семангко в грабене присутствуют позднелиоценовые морские отложения. Большая же часть грабена заполнена отложениями пемз и пирокластикой, связанной с деятельностью четвертичных вулканов. Это дало основание Р. ван Беммелену (Беммелен, 1957) говорить о том, что образование рифта связано с массовыми выбросами пирокластики в среднечетвертичное время. Однако приведенные выше факты о значительно более раннем заложении структуры и несопоставимости, по подсчетам Дж. Вестервельда, объема грабена с объемом вулканических продуктов четвертичного времени (первый значительно больше) явно свидетельствуют против этого заключения. Грабены ограничены четко морфологически выраженными разломами. Дж. Катили установил, что в четвертичный период преобладали горизонтальные смещения по разломам, в то время как ранее преобладали вертикальные подвижки. Горизонтальные перемещения фиксированы им, в частности, вдоль разлома Улу-Эр на Северной Су-

матре и вдоль сбросов, ограничивающих депрессию Лебонг на Центральной Суматре. Амплитуда перемещений не указывается (Katili, 1966). Суммарную среднюю амплитуду вертикальных смещений можно ориентировочно оценить в 1500—2000 м. Граничные разломы грабенов активны до сих пор, что хорошо подтверждается наличием серии неглубоких землетрясений вдоль депрессий, а также существованием протяженных линий фумарол вдоль депрессий Тара-гонг-Ангола-Гадис, долин Сомпор, Моара Лабох, Лебонг и Семангко.

К северо-востоку от Барисанского мегантиклинория расположен обширный тыловой прогиб, занимающий всю оставшуюся территорию острова. Прогиб выполнен мощной толщей осадочных неогеновых отложений (до 10 000—11 500 м). Проявления вулканизма здесь отсутствуют. Последние исследования показывают, что наиболее молодые отложения в пределах прогиба — верхнепалембангские слои имеют нижне-средне-плейстоценовый возраст. Фундаментом прогиба являются интенсивно дислоцированные и прорванные гранитами породы пермо-триасового возраста, что дает основания для заключения о принадлежности этого района к области мезозойской консолидации. Выполняющие прогиб отложения дислоцированы согласно, т. е. время складчатости датируется началом верхнего плейстоцена. Поперечными поднятиями прогиб разделен на три самостоятельные структуры — прогибы Ача на севере, Индергаран-Рокан в центральной части и Палембанг на юге. Глубина погружения фундамента 6000—8000 м. Прогибы имеют асимметричную форму: максимальное погружение, большая крутизна борта и степень дислоцированности наблюдаются вдоль юго-западного крыла, на сочленении с Барисанским мегантиклинорием. При общей вытянутости прогибов согласно с общим простираем тектонической системы Суматры (северо-запад 315°) многочисленные складки второго порядка зачастую имеют субширотное простираие.

Пояс четвертичных вулканов протягивается через весь остров по его оси — от вулкана Кракатау в Зондском проливе до вулкана Пулу Вах у крайней северо-западной оконечности Суматры. В целом пояс тяготеет к зоне рифта Семангко. Однако ни в одном случае не фиксировано расположение вулканов непосредственно на разломах ограничения грабена. Большая часть вулканов располагается вне грабена в непосредственной близости от его границ. Андезитовые стратовулканы образуют линейные ряды, вытянутые либо параллельно грабену, либо под углом к общему простираию структур — в субмеридиональном и субширотном направлении. Расположение таких рядов контролируется ослабленными зонами фундамента, но нет никаких указаний на активное смещение вдоль этих разломов в четвертичное время. Для вулканического пояса Суматры характерно присутствие крупных вулcano-тектонических депрессий, с которыми связаны массовые выбросы кислого пирокластического материала. Крупнейшими из них являются депрессии Тоба, Кракатау, Ранау и Пиломазин. Расположение депрессий контролируется резкими ундуляциями положительных структур и узлами пересечения разломов фундамента. Участки локализации депрессий характеризуются ослаблением современных сбросовых движений — две из них, Тоба и Пиломазин, расположены вне рифтовой зоны Семангко, а Кракатау — на участке ее затухания.

Самая крупная из депрессий, Тоба, находится в районе резкого перегиба оси Барисанского мегантиклинория (Батакского вздутия). Размер ее 100 X 31 км, глубина около 1000 м. В средне-верхнечетвертичное время депрессия являлась центром гигантского выброса кислой пирокластики объемом около 2000 км³. Выбросу предшествовала длительная стадия андезитового вулканизма. Очень важно указание Дж. Вестервельда (Westerveld, 1947) о том, что большая часть депрессии Тобы была образована задолго до извержения кислых туфов: в северо-западной ее части отмечены крупные сбросы, перекрытые туфами, геоморфологический анализ показывает, что в период, предшествовавший извержению, депрессия дренировалась р. Асахан.

Другая крупная структура того же типа — Кракатау — расположена в Зондском проливе, т. е. в районе юго-восточного погружения оси Барисанского мегантиклинория, на продолжении рифта Семангко. Сама кальдера диаметром до 7 км образовалась в ходе извержения 1883 г., когда было выброшено около 18 км³ кислых пемз, и усложнилась дополнительными просадками в ходе последующей эруптивной деятельности. Однако покровы кислой пирокластики на Западной Яве связаны с древними центрами, также располагавшимися в Зондском проливе (Беммелен, 1957). Пролив в этой части имеет эллиптическую форму. Это наводит на мысль о том, что он использует крупную вулcano-тектоническую депрессию. Подчеркнем, что в ходе извержений Кракатау периода 1883—1927 гг. дважды происходила внезапная смена выбросов кислых пемз излияниями основных базальтовых лав с последующим постепенным раскислением продуктов извержения (до кислых андезитов).

Депрессии Ранау и Пиломазин также приурочены к резким перегибам оси Барисанского мегантиклинория. Первая расположена в грабене Семангко, у окончания поднятия Семинонг, вторая — вне зоны грабена, на пересечении зон разломов фундамента нескольких направлений. Объем кислой пирокластики, связанной с депрессией Ранау, составляет 18 км^3 , а с депрессией Пиломазин — $4,3 \text{ км}^3$. На Юго-Восточной Суматре есть внутренняя (по отношению к фронту структур) зона базальтового вулканизма. На нгнимбритах и кислых туфах верхнего плиоцена — нижне-четвертичного времени залегают обширные базальтовые поля района Сокадана площадью более 1300 км^2 . Излияния стекловатых оливинсодержащих авгит-плагноклазовых базальтов связаны с серией небольших щитовых вулканов. Базальты, по заключению Дж. Вестервельда (Westerveld, 1952), близки к типу плато-базальтов и обнаруживают очень незначительные следы дифференциации (до андезито-базальтов). Северо-западнее района Сокадана на простирании той же полосы расположен базальтовый вулкан Мапас — на площади диаметром 8 км группируется 12 маленьких лавовых куполов и центральный конус с диаметром основания 1200 м. Еще северо-западнее, в пределах нагорья Паданг, описано четыре небольших тела базальтов того же типа и возраста.

Плотность распределения вулканических центров на Суматре высокая — в среднем 6—8 центров на 100 км длины, вулканические продукты четвертичного времени в пределах пояса образуют практически сплошной покров. В настоящее время активен 31 вулкан, из них 21 находится в стадии фумарольной активности. Для остальных за историческое время фиксированы слабые извержения. Единственным исключением является извержение Кракатау — одно из крупнейших на памяти человека. Яванский желоб, идущий вдоль Зондской дуги, продолжается и вдоль побережья Суматры, однако резко мелеет (от 6000 м у южной оконечности Суматры до 4500—5000 м у её северной оконечности). Ширина его возрастает вдвое — от 75 км у Южной до 150 км у Северной Суматры. Дно широкое, плоское, полого сочленяется с океаническим ложем. Простирание желоба плавно меняется от широтного до северо-западного, в отличие от резкой смены простирания структур на островах.

Вдоль фронтальной зоны Суматринской системы протягивается сейсмофокальная зона. По данным Б. Гутенберга и К. Рихтера (1948), эпицентры землетрясений почти целиком локализируются в пространстве между Суматрой и желобом. На самом острове очаги среднефокусных землетрясений фиксируются в виде широтных зон вблизи юго-западного побережья и северо-западной части острова. Это напоминает отмеченную на Камчатке систему ответвлений среднефокусных очагов в тыловой части сейсмофокальной зоны вдоль отдельных блоков, секущих под острым углом простирание основных структур. Максимальная глубина землетрясений сравнительно со смежной Явой резко уменьшается — от 400—600 км на западе Явы до 100—200 км на юге Суматры. Обособленная от сейсмофокальной зоны полоса мелкофокусных землетрясений связана с рифтом Семангко.

Резюмируя данные о структуре тектонической системы Суматры, следует отметить, что зональность в распределении тектонических элементов на ее территории в неогене соответствует нормальной зональности островных дуг. В конце плиоцена — начале четвертичного времени происходит общее воздымание всей территории системы. В результате отмирает передовой прогиб и на его месте формируется геоантиклиналь, выраженная грядой островов к юго-западу от Суматры, отмирают зоны неогенового вулканизма, заканчивается развитие тыловой прогиба. Параллельно с воздыманием Барисанской горст-антиклинальной системы формируются рифт Семангко и две параллельные вулканические зоны: Семангко и Сокадана. Структура приобретает современный облик.

Тектоническая система Новой Гвинеи

Геологическое строение Нов. Гвинеи приводится по данным работ И. В. Архипова (1964), Ю. М. Пушаровского и Р. А. Афремовой (1965), Р. Хорна (Horne, 1967), И. Смита (Smith, 1964). Обзор дополнен анализом современной структуры по данным проведенного автором морфометрического анализа и материалами о сейсмичности и вулканизме территории (Гутенберг и Рихтер, 1948; Fisher, 1957). Новогвинейская складчатая зона протяженностью около 2300 км и шириной 600 км расположена на стыке двух структурных областей — Индонезийской на западе и Новогвинейско-Новозеландской на востоке. К северному берегу восточной части Нов. Гвинеи подходит островная дуга Нов. Британии, а на западе она непосредственно граничит с островными дугами Восточной Индонезии (рис. 22, см. оборот рис. 14). На юге Нов. Гвинеи расположен перекрытый кайнозойскими осадками пояс герцинид, обрамляющий с севера Австралийскую платформу. По

оси острова проходит поднятие Центральной антиклинальной зоны. Оно образовано складчатыми структурами палеозойского и мезозойского возраста, преобразованными складчатостью конца верхнего мела (возможно, палеогена) и с этого времени выступающими как поднятие. В современном плане поднятие выражено системой кулисообразно смещенных хребтов, пересекающих по оси весь остров. Общее простирание кулис субширотное.

Вдоль северного побережья острова во всю его длину проходит Северный прогиб шириной 50—75 км. Он также имеет общее субширотное простирание. Выполнен он миоцен-плиоценовыми осадками, достигающими максимальной мощности (до 10 000 м) на севере структуры. Выполняют прогиб глинистые сланцы, мергели и известняки (миоцен), мергелистые и карбонатно-песчанистые и песчано-глинистые породы с углями (плиоцен). Большая часть мощности приходится на средний—верхний миоцен. Прогиб состоит из нескольких впадин, разделенных поднятиями. Крупнейшее из таких поднятий проходит по географической оси прогиба и состоит из нескольких линейно вытянутых кулисообразно смещенных блоков, в которых вскрыты палеозойские и мезозойские породы основания. К северу от этого поднятия мощность неогеновых осадков максимальна, а складчатые деформации в них наиболее напряжены.

К югу от антиклинальной зоны в восточной части острова расположен Южный прогиб. Он центриклинально замыкается в центральной части острова. Общая протяженность прогиба около 800 км. На восток-юго-восток он погружается под Коралловое море. Прогиб выполнен ком-плексом неогеновых отложений. Но в противоположность Северному прогибу они в основном представлены эффузивными, пирокластическими и вулканогенно-осадочными породами. Прогиб отчетливо асимметричен. Северная его часть отличается максимальной мощностью осадков — до 5000 м. На юге отложения постепенно выклиниваются. Северный борт прогиба по системе крупных взбросов, падающих на север, отделяется от Центральной антиклинальной зоны. Есть указания на то, что эти разломы продолжают жить и по настоящее время. Южная граница прогиба выражена неотчетливо, так как в этой части острова широко развит покров четвертичных отложений. Есть, однако, данные о том, что южная окраина Папуа и о-ва Ару относятся к зоне герцинид обрамления Австралийской платформы.

Современная структура Нов. Гвинеи состоит из двух систем горст-антиклиналей, морфологически выраженных в виде горных хребтов. Первая система протягивается вдоль северного берега острова и сформировалась на месте Северного прогиба. Она выражена хр. Ван-Фес, Торицелли, Адельберт. Высота хребтов 1000—1300 м. Вторая система в основном соответствует Центральной антиклинальной зоне. Она выражена хр. Судирман, Джаявиджан, Сентрал Рейндж, Бисмарка, Бувуту, Оуэн-Стенли. Высота хребтов 3500—4700 м. Высота современного рельефа отражает амплитуду поднятия за четвертичное время. Отмечается асимметричный профиль хребтов Центральной зоны — южный их борт много круче северного. Обе системы имеют субширотное простирание. Они разбиты разломами северо-западного простирания типа правых сдвигов, по которым с запада на восток происходит последовательное смещение фронта структур в направлении на юго-восток. В результате каждая из систем выражена в виде нескольких кулис, фронт которых с запада на восток последовательно смещается в направлении на юго-восток.

Системы хребтов разделены двумя грабенообразными депрессиями: Тарики-Тарататуп и Сепик-Раму. Дно их располагается на абсолютных отметках +100 — 200 м. Таким образом, общая амплитуда перемещения по разломам обрамления при формировании депрессий достигает 5000 м. Борты структур образованы четко выраженными в рельефе сбросовыми уступами, имеющими широтное простирание и разбитыми, как и смежные хребты, сдвигами северо-западного простирания.

Южная часть острова представляет собой огромную полого наклоненную на юг низменность. В целом распределение неогеновых структур Новогвинейской тектонической системы соответствует нормальной зональности тектонических элементов островной дуги. Резкая перестройка структуры имеет место в конце плиоцена и начале четвертичного времени, когда вся территория Нов. Гвинеи испытывает интенсивное поднятие. В ходе его отмирает Северный прогиб, прекращается вулканизм в Южном прогибе, формируются системы хребтов грабенов. Величина воздымания основных структур Нов. Гвинеи в четвертичное время исключительно велика, вулканизм же, связанный с развитием тех или иных структур, отсутствует. Одновременно за счет развития смежных систем островных дуг происходит наложение цепей современных вулканов, связанных с дугами Нов. Британии и Д'Антркасто, на окраинные части территории Нов. Гвинеи.

Проявления четвертичного вулканизма изучены очень слабо. В подавляющем большинстве они локализованы в восточной части острова. Здесь широко развиты покровы андезитов-базальтов,

а также постройки вулканов центрального типа. Можно выделить три района четвертичного вулканизма:

1. Район крайней восточной оконечности острова. Здесь сосредоточены все действующие вулканы (четыре центра), в том числе такой активный, как Ламингтон. Цепь вулканов вытянута в общем широтном направлении и продолжается на островах Д'Антркасто, структура которых близка к островной дуге нормального типа. Линия вулканов следует границе зоны интенсивного прогиба неогенового времени и Центральной антиклинальной зоны, отклоняясь в сторону первой. Все вулканы принадлежат к типу стратовулканов.

2. Район центральной части Южного прогиба, где располагается значительная группа потухших стратовулканов.

3. Западная оконечность Северного прогиба, где находится один потухший вулкан Усмими.

Кроме того, ряд активных и потухших вулканов расположен к северо-востоку от Нов. Гвинеи, на мелких островах, продолжающих нормальную островную дугу Нов. Британии.

Таким образом, зоны четвертичного вулканизма на Нов. Гвинее располагаются либо на продолжении нормальных островных дуг, либо в пределах зон третичного вулканизма в Южном прогибе. Вулкан Усмими, аккумулятивно насаженный на чисто осадочные толщи неогена в западной части Северного прогиба, по положению совершенно аналогичен вулканическим проявлениям п-ова Банкс (Южный остров Нов. Зеландии). Данных о составе слагающих его пород у нас нет, но можно предполагать, что они, как и на п-ове Банкс, отличаются повышенной щелочностью. Очень интересно распределение желобов и сейсмичности. С северо-запада до центральной части острова вдоль его северного побережья протягивается Ново-Гвинейский желоб. Он выражен пунктирной системой впадин глубиной 4000—5000 м. Дно желоба широкое и плоское. В направлении на юго-восток он мелеет и выклинивается. В центральной части Нов. Гвинеи желоба отсутствуют. С северо-востока в районе Лаэ к Нов. Гвинее подходит желоб, идущий вдоль островной дуги Нов. Британии. Глубина его в районе Нов. Гвинеи около 6000 м. Желоб этот слепо замыкается у северо-восточного берега Нов. Гвинеи и по простиранию продолжается в структурах Северного прогиба. На этом же участке на Нов. Гвинее накладывается и сейсмофокальная зона, связанная с островной дугой Нов. Британии. Выход ее на поверхность приурочен к разлому между Северным прогибом и Центральной антиклинальной зоной. Она захватывает северо-восточную оконечность Нов. Гвинеи, погружаясь на север, в сторону Ново-Гвинейского моря. Таким образом, здесь мы видим редкий случай наложения в четвертичное время островной дуги на жесткий блок консолидированных структур. В роли желоба выступает шов между Центральной антиклинальной зоной и Северным прогибом, в роли внешней дуги — хребты, сформировавшиеся на месте северо-восточной части Северного прогиба, а вулканический пояс образуют вулканы цепи мелких островов, идущих вдоль северо-восточного побережья Нов. Гвинеи. Другая цепь очагов среднефокусных землетрясений пересекает в северо-восточном направлении западную часть острова и смыкается с сейсмофокальной зоной восточной части Зондской дуги. Мелкофокусные толчки известны также в западной части Центральной антиклинальной зоны.

Распределение неогеновых структур Нов. Гвинеи соответствует нормальной зональности тектонических элементов островной дуги. В связи с резкой перестройкой структуры в конце плиоцена — начале четвертичного времени происходит общее поднятие. В ходе этого процесса отмирает Северный прогиб, прекращается вулканизм в Южном прогибе и формируется единая система хребтов и межгорных впадин. Восточную часть острова захватывают процессы, связанные с развитием смежных систем нормальных островных дуг.

Тектоническая система Новой Зеландии

Нов. Зеландия представляет собой геоантиклиналь, расположенную на северо-западном окончании обширных поднятий океанического ложа — плато Кемпбелл и плато Чэтем. С северо-запада к геоантиклинальной системе островов примыкают линейные поднятия подводных хребтов Лорд-Хау и Норфолк. Продолжением последнего являются вытянутые в том же северо-западном направлении структуры п-овов Коромандель и Окленд в северной части Северного о-ва. По простиранию геоантиклиналь на северо-востоке смыкается с системой островной дуги Тонга-Кермадек. На юго-западе горные системы Южного о-ва по простиранию продолжают в подводном хр. Мак-Куори — ответвлении Тихоокеанско-Антарктического срединно-океанического хребта.

Основу геологической структуры Нов. Зеландии образует антиклинорий, сложенный породами от докембрия до нижнего мела включительно (рис. 23). Антиклиналь в основном была создана в результате позднемезозойской складчатости, причем последнее и, по-видимому, крупнейшее несогласие датируется концом раннего мела. Структуры антиклинория имеют общее северо-восточное простирание, которое круто изменяется в северной части Северного и южной части Южного о-ва на северо-западное, образуя Z-структуру, сходную с описанными на Камчатке, Японии и Филиппинах. Доверхнемеловые отложения сечет крупнейшая дизъюнктивная структура — Альпийский разлом, прослеживающийся от юго-западной до северо-восточной оконечности Южного о-ва и пересекающий складчатые структуры под острым углом (простирание СВ 45°). Продолжением его на Северном о-ве считаются разломы, идущие вдоль системы хр. Тараруа и Руахи-не к северо-восточной оконечности острова. Некоторые авторы (Wellman, 1955, 1956) считают, что вдоль этого разлома отмечаются крупные горизонтальные перемещения. Разлом частично

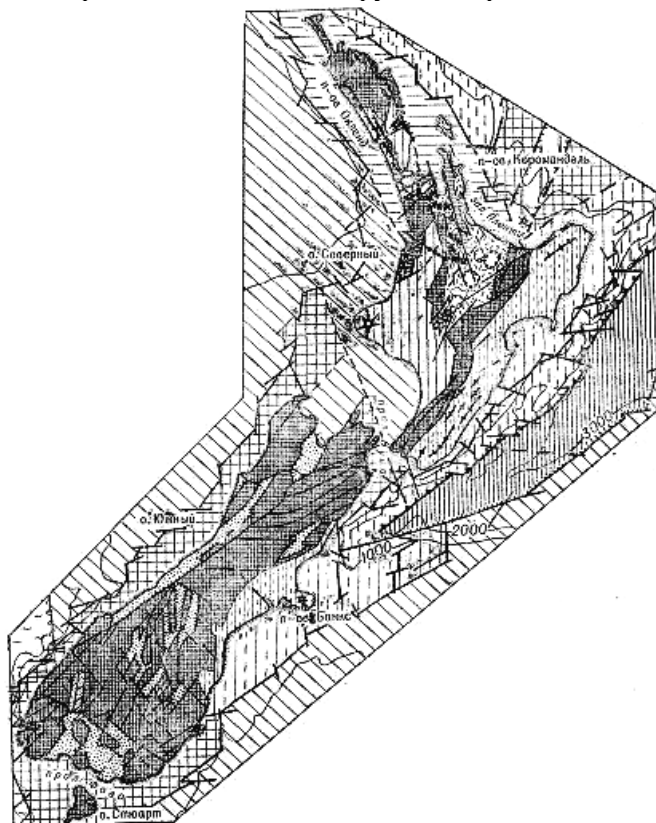


Рис. 23. Схема современной структуры тектонической системы Нов. Зеландии. Условные обозначения те же, что и к рис. 2.

совпадает с медианной линией, разделяющей две резко различные зоны метаморфизма: Тасманский метаморфический пояс на западе и метаморфический пояс Вакатипу на востоке (рис. 24). По мнению Х. Хаттори (Hattori, 1968), зоны эти соответствуют парной системе метаморфических зон Юго-Западной Японии. Время метаморфизма относят к меловой орогении Рангитата. Наиболее древние, полученные по К—Аг методу, даты — 120 млн. лет. В то же время абсолютный возраст биотита из метаморфических пород в зоне Альпийского разлома 4—8 млн. лет, что соответствует одной из последних фаз движений в этой зоне. Последние движения по Альпийскому разлому отмечаются в среднем плейстоцене. В настоящее время вдоль него располагается значительное число термальных источников. Высота поднятия хребтов, сложенных докайнозойскими отложениями, 1500 — 3000 м.

В третичное время территория Нов. Зеландии выступает как геоантиклиналь, на фоне которой закладывается серия крупных прогибов. Осадконакопление в них начинается в палеогене и продолжается до середины плейстоцена. Интенсивность развития этих новообразовавшихся структур резко различна на территории Северного и Южного о-вов. Во фронтальной зоне Северного о-ва закладываются два прогиба — Восточный прогиб и впадина Таранаки. Обе структуры вытянуты в северо-восточном направлении (СВ 30°). Общая мощность кайнозойских осадков в

Восточном прогибе, идущем вдоль юго-восточного побережья Северного о-ва, превышает 10 тыс. м, из которых 5% приходится на палеоген, 65% на миоцен и 30% на плиоцен. Морские осадки плейстоцена имеют мощность 1000—2300 м. Во впадине Таранаки общая мощность кайнозойского комплекса 5—6 тыс. м. Последовательность смены осадков в обоих типах структур однотипна. Во впадине Таранаки верхний олигоцен представлен мощными геосинклинальными аргиллитами с прослоями песчаников, а в Восточном прогибе — бентонитовыми аргиллитами и глауконитовыми песчаниковыми известняками. Миоценовые толщи впадины Таранаки сохраняют тот же состав, а в Восточном прогибе отлагаются песчаники и алевролиты, встречаются конгломераты, аргиллиты и известняки. Плиоценовые толщи обеих структур сложены песками и песчаниками, алевролитами, известняками. Таков же состав и плейстоценовых морских осадков, однако, характерной чертой их литологии являются мощные пачки пемзовых туфов.

Все породы залегают в обеих структурах согласно и дислоцированы в результате интенсивных движений среднего — верхнего плейстоцена. В Восточном прогибе степень дислоцированности выше — здесь формируется синклиний, на севере имеющий простое мульдообразное строение, в центральной части его образуется серия линейных антиклиналей, в ядрах которых вскрыты породы фундамента, а на юге имеется большое количество узких и длинных приразломных структур. Общее простирание всех основных структур второго порядка — СВ 45° и СВ 60°, т. е. секущее под острым углом орографическую ось островов. Во впадине Таранаки отложения собраны в несколько пологих антиклинальных и синклинальных структур. Ось впадины полого погружается на юг, к проливу Кука. Изменение мощностей и фаций отдельных горизонтов вкрест простирания показывает, что оси зон интенсивной аккумуляции осадков, начиная с плиоцена до плейстоцена включительно, смещались. В результате в плиоцене—плейстоцене на востоке впадины Таранаки образуется депрессия Уонгануи.

В тыловой зоне Северного о-ва имеются два прогиба северо-западного простирания — Коромандельский и Оклендский, выполненные палеоген-миоценовыми отложениями. Прогибы разделены зоной поднятия, в которой обнажаются мезозойские породы. Толщи, выполняющие прогибы, слабо дислоцированы — углы наклона 5—10°.

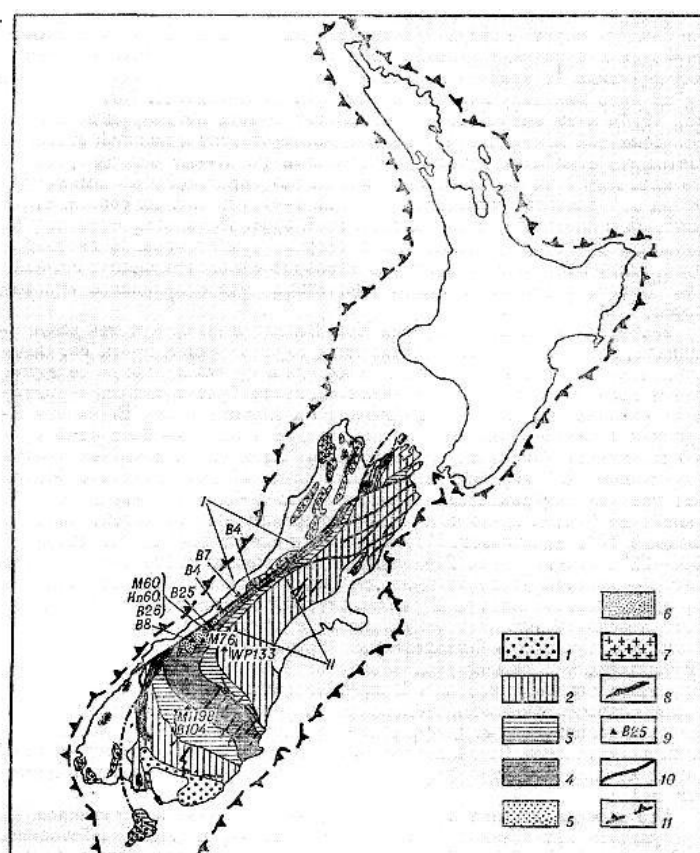


Рис. 24. Граниты и метаморфические пояса Нов. Зеландии (по Hattori, 1968).

Фации метаморфизма: 1 — цеолитовая; 2 — пумпеллиит-актинолитовых сланцев и пренит-пумпеллиитовых метаграувакков; 3 — зеленых сланцев (хлоритовая субзона); 4 — зеленых сланцев (биотитовая подзона); 5 — амфиболитовая (олигоклазовая зона) и эпидот-амфиболитовая (гранатовая или альмандиновая зона); 6 — глаукофановых сланцев; 7 — интрузии гранитоидов; 8 — интрузии гипербазитов; 9 — абсолютный возраст метаморфических пород и их минералов; 10 — основные разломы; 11 — граница уступа континентального склона; 12 — медианная линия. I — Тасманский метаморфический пояс, интрузии и древние метаморфиды; II — метаморфический пояс Вакатику.

Они перекрыты горизонтально лежащими породами плиоцена и четвертичного времени. К этим прогибам приурочена интенсивная вулканическая деятельность миоценового времени.

Крупнейшие зоны третичного и четвертичного осадконакопления на Южном о-ве располагаются на продолжении Восточного синклинория и впадины Таранаки, однако они резко отличаются как по мощности накопившихся толщ и составу осадков, так и по степени дислокации пород. Так, несколько смещаясь по отношению к оси Восточного синклинория, вдоль восточного берега Южного о-ва на 400 км тянется прогиб Кентерберри. Осадконакопление здесь длилось с палеогена до ранне-среднечетвертичного времени включительно. Осадки нижних горизонтов относятся к прибрежно-морскому типу, вверх по разрезу они сменяются континентальными, преимущественно терригенными. Общая их мощность около 1000 м. Структура представляет собой моноклираль, полого наклоненную на ЮВ, к океану, и осложненную широкими пологими складками. Четко линейная складчатость неогеновых отложений наблюдается лишь в предгорьях Южных Альп, причем складки, как правило, тесно связаны с разломами. Прогибы на северо-западной оконечности Южного о-ва, расположенные на продолжении впадины Таранаки, и синклиналь в районе Саутленда, на южной окраине острова, выполнены отложениями палеогена. Неогеновые отложения отсутствуют. Кроме впадины Кентерберри, четвертичное осадконакопление отмечается в приморских равнинах Саутленда и северо-западного побережья, т. е. по окраинам Южных Альп, а также в многочисленных мелких межгорных впадинах. Отложения представлены, как правило, грубыми молассами. В приразломных зонах породы плейстоцена сильно дислоцированы и местами стоят на головах.

Неогеновый вулканизм проявился на северо-западе Северного о-ва и в депрессии Кентерберри — на п-ове Банкс и в районе Данидин, где расположена щелочная провинция Отаго. Вулканические проявления Северного о-ва четко группируются в двух зонах прогибов северо-западного простирания. Западная зона (Манакау) протягивается между заливами Манакау и Каинара-Харбор на п-ове Окленд. Восточная (Коромандельская) тянется вдоль одноименного полуострова до залива Пленти, где отдельные ее проявления фиксируются на небольших островах в западной части залива. Вулканические образования представлены в основном андезитами нормального известково-щелочного ряда. Обе зоны располагаются в синклинальных структурах соответствующего простирания. Они разделены зоной, где вулканические породы в разрезе отсутствуют, хотя и встречаются отдельные потоки базальтов, а мощности осадочных пород резко сокращены. Излияния зоны Манакау происходят в морских условиях. Степень дифференциации лав относительно невелика — кислые вулканические породы представлены лишь небольшими выходами дацитов близ андезитовых вулканов. В зоне Коромандель отмечаются вулканические породы высокой степени дифференциации — наряду с андезитами широко развиты риолиты и дациты. Другая характерная черта зоны — широкое проявление минерализации и гидротермально измененных пород. Извержения происходили в наземных условиях. Время формирования обеих зон относится к миоцену — плейстоцену.

На Южном о-ве, на п-ове Банкс, описаны руины двух крупных щитообразных вулканов, близких к гавайскому типу. Сложены они базальтами обычного типа с подчиненным количеством андезитов и прорваны мелкими интрузиями сиенитов и двумя системами даек трахитов, трахитоидных фонолитов и долеритов.

В провинции Отаго излияния из многочисленных трещин начались в позднем миоцене и закончились в конце плиоцена. За первыми выделениями трахитов и трахиандезитов последовали три главные фазы излияний и заключительная фаза — главным образом базальты с их полевошпатовыми и фонолитовыми дифференциатами.

Вулканизм во всех зонах сопровождался довольно сильной складчатостью, достигшей кульминации в заключительную фазу вулканизма.

Подавляющее большинство крупнейших четвертичных вулканов располагается в Центральном вулканическом районе, протягивающемся в направлении на СВ 30° от центральной части Северного о-ва к заливу Пленти. В структурном отношении этот район представляет собой линейный грабен шириной 25—50 км. По простиранию он смыкается с депрессией Уонгануи на юго-

западе и грабенем залива Пленти на северо-востоке. Грабен располагается в зоне высокого градиента аномалий силы тяжести. Борта его образованы хребтами, которые сложены граувакками и аргиллитами мезозойского возраста, поднятыми на высоту 1500 м. Разломы ограничения четко прослеживаются на восточном обрамлении грабена. Они представляют собой часть протяженной системы нарушений, смыкающейся с Альпийским разломом. Падение их крутое, в сторону грабена. Они являются сбросо-сдвигами (правыми). Горизонтальное смещение хорошо прослеживается по плейстоценовым террасам. На величине вертикального смещения остановимся позже, при характеристике строения внутренних частей грабена. Разломы западного ограничения в значительной мере перекрыты четвертичными вулканическими породами. Однако Дж. Гриндли установил вдоль некоторых из них крупные шарнирные смещения, достаточно определенно указывающие на сдвиговую природу разломов (Вуд, Гриндли, Харрингтон, 1963).

Данные о глубинном строении грабена получены в результате гравиметрической съемки, аэромагнитных и сейсморазведочных работ и в меньшей степени — бурения. Он заполнен четвертичными вулканическими породами, фундаментом которых являются те же мезозойские граувакки и аргиллиты, что слагают обрамляющие грабен хребты. Грабен имеет сложное блоковое строение (телескопическое погружение блоков к осевой части, резкая ундуляция блоков по простиранию), осложненное вулкано-тектоническими структурами.

Достаточно отчетливо по структуре выделяются два участка грабена: юго-западный (район Тонгариро) **длиной 50 км**, протягивающийся от стыка с депрессией Уонгануи до оз. Таупо, и северо-восточный (район Таупо-Роторуа) — от оз. Таупо до смыкания с грабеном залива Пленти (100 км).

Район Тонгариро — это участок относительного поднятия дна грабена сравнительно с районом Таупо-Роторуа и депрессией Уонгануи. В центральной части района глубина залегания фундамента в абсолютных отметках 0—100 м. В направлении на юг глубина возрастает до 300, а на север к южному берегу оз. Таупо — до 1000 м (рис. 25). Таким образом, общая амплитуда смещения, определяемая по разности с высотами смежных хребтов, составляет 1000—2000 м. Не исключена возможность того, что в районе Тонгариро на мезозойском фундаменте залегают третичные и плейстоценовые морские отложения, заходящие сюда из депрессии Уонгануи. Во всяком случае, отложения эти непосредственно подходят с юга к основанию г. Руапеху, самого южного вулкана

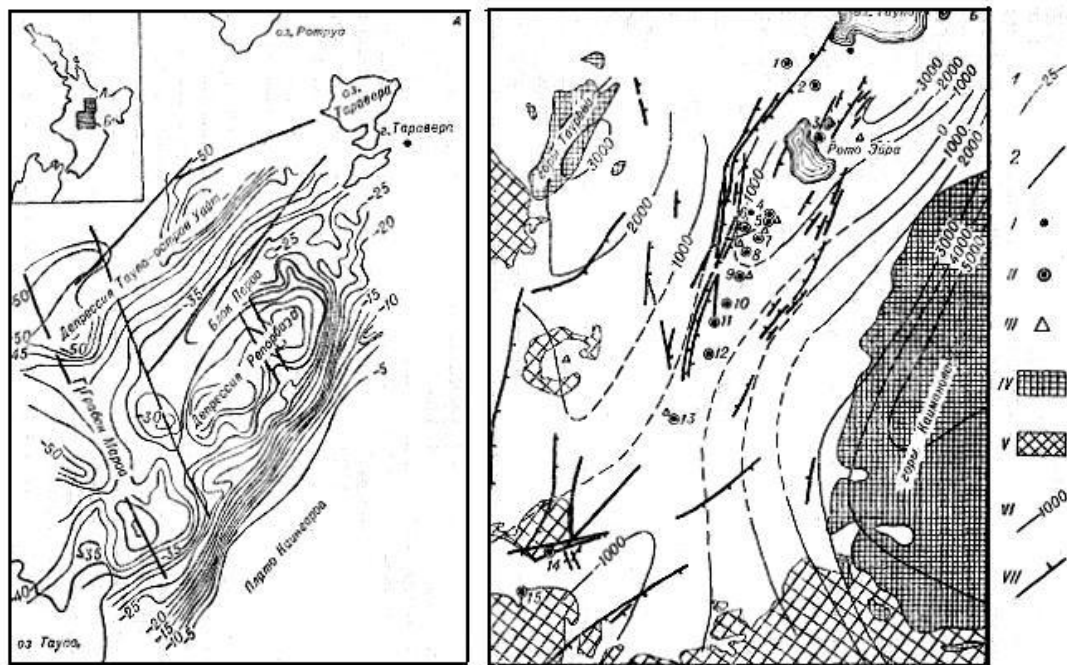


Рис. 25. Схема глубинного строения Центрального вулканического района Северного острова Нов. Зеландии.

А. Район Таупо-Таравера (по Modrlniak, Studt, 1959). 1 — изолинии силы тяжести; 2 — разломы. Б. Район Тонгариро (по Gregg, 1960). I — геотермальные источники; II — вулканы; III — активные кратеры; IV — поля выходов граувакк юрско-мелового возраста; V — поля выходов осадочных пород кровли фундамента неогена; VI — изолинии Dg ; VII — разломы с указанием опущенного крыла.

данной зоны, и протягиваются вдоль западного края грабена во врезх рек вплоть до широты оз. Ротозйра. В центральной части района Тонгариро располагается линейный ряд смыкающихся оснований андезитовых вулканов. Среди них такие крупные сооружения, как Руапеху, Нгаурухоэ, Тонгариро, Пиханга. Всего здесь 15 активных в историческое время центров извержения. По обеим сторонам ряда вулканов на склонах их прослеживается много коротких (не более нескольких миль) сбросов небольшой амплитуды. Некоторые из них частично перекрыты продуктами новейших извержений. В большинстве случаев, когда возможно было определить направление смещения, опущенное крыло обращено к внутренней части грабена. Все вулканы района Тонгариро имеют преимущественно андезитовый состав.

Район Таупо-Роторуа имеет более сложную структуру. От восточного обрамления к осевой части грабена фундамент погружается несколькими большими ступенями. Первые такие ступени, непосредственно прилегающие к бортам грабена, представляют собой обширные плато, где породы фундамента выходят на абсолютных отметках 800—1000 м и покрыты маломощными покровами игнимбритов. Таково плато Каингароа в восточной части структуры и блок Западного Таупо на западе. Границей этих блоков в направлении осевой части грабена являются системы крупно-амплитудных сбросов, по которым фундамент несколькими ступенями опускается до глубины 3—4 тыс. м относительно поверхности. В осевой части грабена выделяется линейное поднятие фундамента (блок Пэроа), разделяющее его на две части — депрессию Репороа и грабен Нгакуру (депрессия Таупо — остров Уайт, по Modriniak, Studt, 1959). В высших точках этого поднятия глубина залегания фундамента лишь 3000 футов от поверхности. Поднятие блока Пэроа ограничено сбросами. Особенно крупный из них — одноименный с блоком сброс, идущий в западной части поднятия. Важная особенность строения фундамента грабена на рассмотренном участке — наличие крупной секущей структуры — грабена Мароа. Грабен Мароа имеет северо-западное простирание и является прямым продолжением крупного прогиба, идущего вдоль западного края п-ова Коромандель, выполненного плейстоцен-голоценовыми отложениями. Он считается структурой более древнего заложения, чем грабен Таупо. Ширина грабена Мароа около 10 км. К юго-западу от него, на северном берегу оз. Таупо, располагается относительно поднятый Вайракейский блок. Другая структура северо-западного простирания — свод Вайотапу, примыкающий к северной части блока Пэроа и образующий северное окончание депрессии Репороа. Кроме сбросов, ограничивающих все описанные структуры и имеющих либо согласное с ней, либо четко секущее, перпендикулярное ей простирание, Дж. Хили (Healy, 1964) отмечает развитие сбросов с простиранием СВ 45°, секущих структуру грабена под пологим углом и протягивающихся от центрального участка грабена к его северо-восточной оконечности.

В распределении вулканических аппаратов на участке к северу от оз. Таупо сочетаются тенденции к линейной вытянутости вдоль оси грабена и сложной группировке в виде крупных кольцевых комплексов, формирование которых связано с действием вулканических сил. Выделяется три крупные кольцевые структуры: Мокаи диаметром 35 миль, Харохаро диаметром 18 миль и Роторуа диаметром 12 миль. Они выражены серией риолитовых и в меньшей степени дацитовых куполов и небольшим числом базальтовых шлаковых конусов, распределяющихся в виде колец вокруг центра, в котором сконцентрированы крупные группы экструзивных тел (вулканический центр Мароа в структуре Мокаи и центр Окаитана в структуре Харохаро). С этими вулканическими телами связаны выбросы пемзовых туфов, а в более раннее время, по-видимому, игнимбритов, выполняющих грабен. Вертикальные перемещения вдоль кольцевых зон, контролирующих распределение куполов, отсутствуют, за исключением кальдеры Роторуа, представляющей собой вулканотектоническую депрессию.

Положение вулканического центра Мокаи контролируется пересечением грабена Таупо северо-западной структурой грабена Мароа. На северных окончаниях кальдеры Роторуа и кольцевой структуры Харохаро имеются крупные сбросы субширотного направления, причем, возможно, такого же рода сброс в фундаменте, пересекающий грабен, и определяет локализацию обоих центров. На юго-западном окончании рассматриваемого участка, близ оз. Таупо, располагаются линейные зоны липаритовых куполов, а на северо-востоке — андезитовые вулканы горы Эджкамб и о-ва Уайт в заливе Пленти.

Грабен Таупо на северо-востоке продолжается в грабене залива Пленти. Вулканическая зона следует в том же северо-восточном направлении, к о-ву Уайт, а ее тыловая граница четко разворачивается на северо-запад, вдоль северного побережья п-ова Коромандель. Здесь почти на 250 км пунктирной цепочкой протягиваются мелкие риолитовые купола и участки игнимбритовых

покровов. Таким образом, грабен, к которому приурочена вулканическая зона, испытывает обычную для подобных структур виргацию по простиранию.

Многие авторы рассматривают грабен Таупо как вулcano-тектоническую структуру, считая, что она образовалась в результате проседания после выброса массовых количеств игнимбри-тов в этой зоне. Однако целый ряд фактов противоречит этому предположению.

1. Грабен Таупо является частью протяженной системы депрессий и по простиранию переходит в несомненно нормально-тектонические структуры депрессии Уонгануи и грабена залива Пленти. Причем последний продолжается далее на гигантское расстояние (более 1800 км) в подводной депрессии Хавр-Лау.

2. На участке к юго-западу от оз. Таупо извержений игнимбри-тов практически не было, тем не менее, здесь в районе Тонгари-ро грабен протягивается почти на 70 км, причем структура его принципиально не изменяется. Выше уже говорилось о том, что, по-видимому, в этом районе в фундаменте четвертичных вулканических пород залегают морские верхнетретичные осадки.

Обсуждая взаимоотношения грабена Таупо с бассейном Уонгануи, Л. Грендж (Grange, 1937), а затем и К. Флеминг (Fleming, 1953) пришли к выводу о том, что обе структуры являются частью единой ослабленной зоны, идущей вдоль северной ветви Альпийского разлома. Предполагается, что зона прогибания существовала в районе Таупо еще до начала интенсивного вулканизма в четвертичное время.

Второй по значимости район четвертичного вулканизма — тыловая зона структур Северного о-ва — к северо-западу от центрального вулканического района. Вулканы здесь не образуют сплошного пояса, а развиты в виде локальных полей (см. рис. 23). Один из таких районов — западная и северо-западная окраины впадины Таранаки, где располагаются крупный андезитовый вулкан Эгмонт и цепочки небольших вулканических тел в районе Оранжевао и Александра. Несколько цепочек андезитовых куполов приурочено к сколовым трещинам по периферии впадины северо-западного простирания, идущей от залива Темз к поперечному грабену Мароа. Значительные по размерам поля базальтов, связанных с мелкими лавовыми вулканами и шлаковыми конусами, расположены в районе Окленда (базальты Окленда, районов Бомбей и Франклин), Нордленда (базальты Керикери). Здесь же отмечены небольшие тела дацитов в районе Парахаки. Вулканические аппараты располагаются четко линейно, вдоль трещинных зон северо-восточного и северо-западного направления.

На Южном о-ве четвертичный вулканизм проявился слабо. Остатки четвертичных базальтовых потоков (слабощелочные базальты) образуют дугу у внутреннего края низменности Кентер-бери и на п-ове Банкс. Аномальное магнитное поле в пределах низменности показывает, что под наносами погребены и другие потоки базальтов. На о-вах Соландер, расположенных у западного входа в пролив Фово, имеются остатки вулкана с лавой состава роговообманково-биотитовых андезито-дацитов, возраст которых определяется как среднечетвертичный.

Чтобы завершить характеристику морфологии структур Нов. Зеландии, кратко остановимся на своеобразном желобе—депрессии Хикуранги. Она является продолжением желоба Кермадек и протягивается вдоль восточного побережья Северного о-ва, после чего быстро выклинивается. Простирание ее соответствует простиранию Альпийского разлома. Ширина депрессии колеблется от 80 км на севере до 200 км в южной части. Параллельно изменяется и ее глубина — от 3660 до 1500 м. Различие в глубине с ложем океана в этом районе составляет всего 800 —1500 м. Дно депрессии широкое, плоское, с небольшим углублением в центральной части. Восточный склон очень полого поднимается, переходя в океаническое дно. Как видим, особенности желоба близки описанным для желобов близ тектонических систем типа Камчатки, Нов. Гвинеи и Юго-Западной Японии.

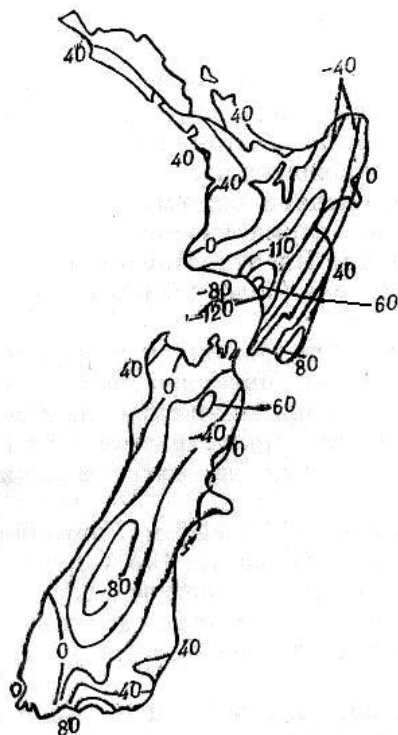


Рис. 26. Аномалии силы тяжести в Нов. Зеландии. Редукция Буге (по Eiby, 1964).

По дисперсии поверхностных волн землетрясений для большей части Нов. Зеландии (от залива Пленти до Отаго) толщина земной коры определена в 30 — 40 км, т. е. она соответствует нормальному континентальному типу. Имеются некоторые указания на то, что кора в пределах Южного о-ва толще, чем под центральной частью Северного о-ва (Thomson, Ewison, 1962). Мощность коры на подводном плато Кемпбелл тем же методом определяется в 20 км, причем переход к континентальному блоку Нов. Зеландии происходит в очень узкой зоне. Поле силы тяжести в редукции Буге характеризуется общим фоном незначительных положительных аномалий интенсивностью 40—80 мгал, осложненным полосой крупных отрицательных аномалий интенсивностью 80—160 мгал (рис. 26). Полоса отрицательных аномалий имеет общее простирание СВ 45°, совпадающее с простиранием Альпийского разлома и кососекущее по отношению к орографической вытянутости островов. Участки ее, расположенные на Южном и Северном о-вах, кулисообразно смещены друг относительно друга. Зона этого смещения отвечает проливу Кука. Отрицательные аномалии связываются с формированием корней горных систем. У восточного побережья Северного о-ва, как и во фронтальных поясах других складчатых систем, отмечается полоса положительных аномалий Δg .

Через весь Северный о-в к северо-западной оконечности Южного о-ва протягивается сейсмофокальная зона. Простирание зоны отвечает простиранию Альпийского разлома, депрессии Хикуранги и зоны отрицательных аномалий Δg , т. е. косо сечет орографическую ось Нов. Зеландии. Она погружается в общем направлении на северо-запад. Выход её на поверхность приурочен к полосе между депрессией Хикуранги и хребтами восточного обрамления Центрального вулканического района. Максимальная глубина землетрясений изменяется по простиранию — от 150 км на северо-западе Южного о-ва до 300 км на севере зоны Таупо и более 370 км в заливе Пленти (Eiby, 1964, рис. 27). Узкая полоса мелкофокусных землетрясений проходит вдоль юго-западного обрамления Южного о-ва, продолжаясь в хр. Мак-Куори. Самостоятельные участки мелкофокусных землетрясений отмечены в зоне Таупо и вдоль береговой полосы п-ова Коромандель. Большая часть Южного о-ва и области излияний базальтов на северо-западной оконечности Северного о-ва асейсмичны. Плотность очагов мелкофокусных землетрясений варьирует по площади, причем чередуются участки сгущения и разрядки эпицентров (рис. 27, IV).

В заключение отметим особенности дочетвертичной геологической истории различных частей Нов. Зеландии. Если северо-западная часть Северного о-ва в миоцене — плиоцене прошла

стадию, близкую к нормальной островной дуге, причем простираение этой структуры было северо-западным, то на остальной территории Северного о-ва развивался прогиб северо-восточного

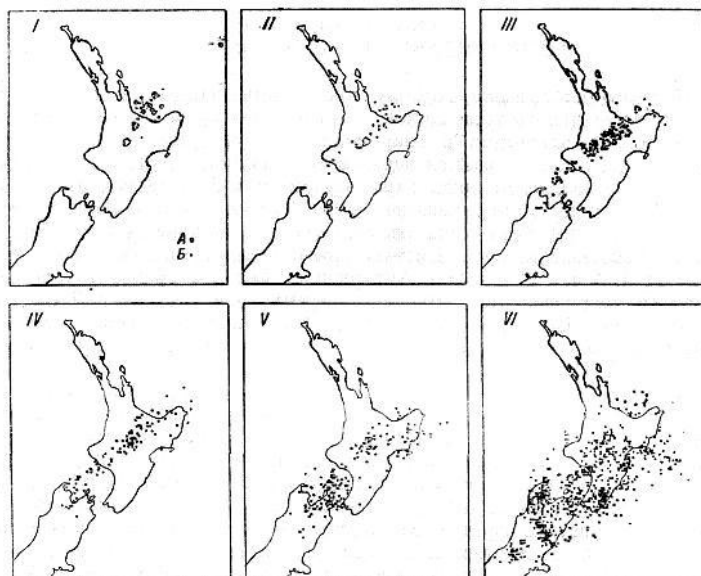


Рис. 27. Распределение эпицентров землетрясений с различной глубиной очага в северной части Нов. Зеландии (по Eiby, 1964):

I — более 250 км; II — 200—250 км; III — 150—200 км; IV — 100—150 км; V — 40—100 км; VI — менее 40 км.

простираения, выполненный чисто осадочными толщами и разделенный на две продольные зоны линейным сводом, где мощности осадочных пород были резко сокращены. Большая часть Южного о-ва в позднем неогене выступает в виде поднятия, на периферии которого развиваются прогибы, выполненные комплексом осадочных пород. Преобразование структуры в конце плиоцена — начале четвертичного времени связано с интенсивным продвижением фронтальной зоны миоцен-плиоценовой островной дуги и смежной системы Тонга-Кермадек. В результате на Северном о-ве развиваются вулканические пояса северо-восточного простираения, которые продолжают структуры системы Тонга-Кермадек. На территории вулканических поясов неогенового времени, сохраняя их простираение, развивается внутренний вулканический пояс. Одновременно вся Нов. Зеландия испытывает общее поднятие, в ходе которого формируются горст-антиклинали хребтов Южных Альп и Руахине и Римутак, прекращается развитие неогеновых прогибов и закладываются новые депрессии (грабены Таупо и залива Пленти), развитие которых связано с вулканизмом, и депрессия Хикуранги, продолжающая желоб Тонга-Кермадек.

ГЛАВА III. СТРУКТУРА ТЕКТОНИЧЕСКИХ СИСТЕМ ОСТРОВНЫХ ДУГ

Как говорилось выше, в основу определения подвижных систем островных дуг нормального типа положен признак выдержанности зональности тектонических элементов в современном структурном плане. Системы островных дуг протягиваются вдоль всей западной части Тихоокеанского подвижного кольца, являясь характерной чертой ее современной структуры. В восточной, американской, части Тихоокеанского кольца островные дуги нормального типа отсутствуют, за исключением небольшой дуги Скотия, расположенной между окончанием андийских систем Южной Америки и Земли Грейама в Антарктиде. Такая особенность пространственного распределения отражает дисимметрию строения Тихоокеанского кольца. Системы островных дуг нормального типа разделены поднятыми блоками складчатых систем, близких к островным дугам (см. главы I, II).

Алеутская дуга, крайнее северо-восточное звено в цепи такого рода структур, протягивается между тектоническими системами Камчатки и Аляски. Она образована хребтом, гребень которого осложнен серией кулисообразно расположенных блоков. Параллельно гряде островов во фронтальной части системы расположен Алеутский желоб, глубина которого колеблется от 4500 до 7600 м (рис. 28). Глубинная структура Алеутской дуги, по данным сейсмического зондирования, характеризуется резким возрастанием мощности базальтового слоя коры к северу от желоба. Линзовидный в разрезе участок увеличенной мощности базальтового слоя имеет ширину, отвечающую ширине системы дуги (Shor, 1965).

Приводимое ниже описание геологического строения Алеутских о-вов и п-ова Аляска основано на анализе морфометрии этого района и данных о его геологическом строении, заимствованных из работ Р. Блэка и В. Лафлина (Black, Laughlin, 1964), Ф. Байерса (Byers, 1959), Г. Фрейзера и Х. Барнетта (Fraser, Barnett, 1959), О. Гэйтса и В. Гибсона (Gates, Gibson, 1956), Р. Льюиса, В. Нельсона, Х. Пауэрса, Р. Котса (Coats, 1952, 1953, 1959, 1961; Nelson, 1959; Powers, Coats, Nelson, 1959; Lewis, Nelson, Powers, 1960), К. Барка (Burk, 1965), Г. Снайдера (Snyder, 1959).

Палеозойские (пермско-каменноугольные) породы присутствуют на Алеутских о-вах лишь в виде валунов. Наиболее древние породы, отмеченные в коренном залегании, представлены основными эффузивами с прослоями аргиллитов и граувакк. Они описаны Р. Котсом в группе Андреяновских о-вов, расположенных во внешней юго-западной части дуги. На остальных островах дочетвертичный комплекс представлен слабодислоцированными породами олигоцена — нижнего миоцена. Это главным образом базальты, реже андезиты, переслаивающиеся с туфопесчаниками, морскими песчаниками, конгломератами, туфогенными сланцами. Они собраны в складки с углами падения на крыльях 10 — 20° и разбиты густой сеткой разломов. С конца плиоцена накапливаются в основном субаэральные, реже морские прибрежные осадки. Существенно базальтовый вулканизм сменяется преимущественно андезитовым (за исключением п-ова Аляска). Отложения этого возраста практически не дислоцированы. Смене характера вулканизма и осадкообразования предшествует главная, позднемиоценовая — плиоценовая фаза орогении, с которой связываются поднятие, складчатость, сбросообразование и внедрение мелких интрузий габбро-диоритового (до гранодиоритового) состава.

Тектоническая система Алеутской дуги по простиранию делится на две резко различные как по ориентировке структур, так и по интенсивности вулканизма ветви: западную и восточную (см. рис. 28).

Западная ветвь дуги имеет общее северо-западное простирание (295°). Она состоит из четырех блоков, морфологически выраженных в виде обособленных подводных поднятий и проявляющихся в надводном рельефе в виде обособленных групп островов: Командорских, Ближних и Крысых. В западной части последней группы обособляется самостоятельный блок, в пределах которого расположен небольшой о-в Булдырь. Блоки сочленяются друг с другом по системе отчетливо выраженных в рельефе разломов северо-восточного простирания (45°). При этом каждый из блоков смещается относительно смежного с юго-востока в направлении на северо-восток. Средняя величина горизонтального смещения 75 км. В результате фронт дуги имеет отчетливо выраженный ступенчатый характер. Учитывая эти данные, можно считать рассматриваемые разломы системой правых сдвигов. Смещения блоков не сказываются на

очертаниях желоба, образующего на этом участке пологую дугу, выпуклость которой обращена на юго-запад.

Поднятые блоки островов, сложенные складчатыми дочетвертичными комплексами, ориентированы в направлении северо-запад 325° , т. е. пересекают общее простирание дуги под углом 30° . Высота, на которую подняты эти образования, колеблется от 200 до 1200 м.

Четвертичные надводные вулканы в пределах западной ветви Алеутской дуги крайне редки и все сосредоточены в тыловой части блока Крысыих о-вов на участке понижения подводного рельефа (глубина моря в районе вулканических островов 500 м, в то время как средняя глубина в пределах блока Крысыих о-вов 100—200 м). Здесь находятся андезитобазальтовые и андезитовые стратовулканы Кыска, Мал. Ситкин, Цербер (на о-ве Семисопочном) и небольшие вулканические проявления о-вов Сегула, Хвостова и Давыдова. Все они образуют общую линию широтного простирания, пересекающую под углом 45° простирание складчатых структур в пределах поднятых блоков островов. Всего насчитывается 6 центров на 150 км длины зоны. Интенсивность извержений этих вулканов в последние три столетия крайне незначительна. Кроме того, вдоль внутренней зоны западной ветви Алеутских о-вов фиксируется небольшое количество подводных конусовидных гор, по-видимому, подводных вулканов.

В тыловой части западной ветви Алеутской дуги располагается глубоководная котловина Берингова моря (средние глубины 3700—4000 м). Б. Гутенберг и К. Рихтер (1948) отмечают резко пониженную сейсмическую активность западной ветви Алеутской дуги и отсутствие здесь глубоководных землетрясений.

Восточная ветвь имеет общее северо-восточное простирание, изменяющееся в западной части до восток-северо-восточного. Она состоит из трех крупных блоков, морфологически выраженных в виде поднятий о-вов Андреяновских, Лисьих (включая юго-западную оконечность п-ова Аляска до бухты Павлова) и Алеутского хр. на п-ове Аляска. К последнему блоку относится также идущая параллельно ему система поднятий, морфологически выраженная о-вами Шумагина, Кадьяк и п-овом Кенай. Блоки разграничены системой разломов северо-восточного (45°) простирания, по которым с востока на запад они последовательно смещаются в направлении на юг. Величина горизонтального смещения 10—25 км. По-видимому, как и в западной ветви, здесь мы имеем дело с системой левых сдвигов, причем, как и в предыдущем случае, смещение не сказывается на очертаниях желоба, образующего пологую дугу, простирание которой с востока на запад меняется от северо-восточного до субширотного. Выходы складчатых образований дочетвертичного фундамента в пределах блока о-вов Андреяновских и Лисьих располагаются во внешней части структуры. Они образуют системы складок широтного простирания в северной части о-вов Креницына, на юге о-ва Уналашка, о-вах Атту и Амля и в южной части о-вов Мал. Танага, Кагаласка, Адах, Канага, Танага. Гипсометрические отметки их от 500—700 до 1000 м, причем наибольшей высоты они достигают в блоке о-вов Лисьих. Эшелоны широтных структур последовательно смещаются в направлении на юг по сдвигам северо-восточного простирания.

К восточной ветви приурочены все крупнейшие и наиболее активные в настоящее время вулканы Алеутской дуги. Все они располагаются во внутренней зоне структуры на пересечении линии простирания дуги или широтных систем поднятий дочетвертичного фундамента со сдвиговыми зонами северо-восточного направления. В блоке Андреяновских о-вов это андезитовые стратовулканы Горелый, Танага, Канага, Моффет, Бол. Ситкин, Касаточный, Канюжный, Пайр-Пик. Группа небольших стратовулканов на Четырехсopочных о-вах, расположенных в юго-западной части блока Лисьих о-вов, в целом образует ряд с простиранием СВ 60° . Ряд этот пересекается несколькими небольшими разломами с простиранием СВ 45° . На продолжении одного из них расположен далеко отстоящий от основной Алеутской гряды вулкан о-ва Богослов. Далее следует ряд вулканов, имеющий общее простирание СВ 45° . Это вулканы Всевидова и Оклюк на о-ве Умнак и Макушина в северо-западной части о-ва Уналашка.

На кулисообразно смещенных относительно друг друга зонах разломов северо-восточного простирания расположены и вулканы Акитан, Гилберт, Погромный, Исановицкий, массив вулкана Шишалдина, а также группа вулканов Павлова. Средняя плотность вулканических центров в восточной ветви Алеутской дуги - четыре вулкана на 100 км длины зоны. Кроме возрастания общего количества вулканов и усиления их активности в восточной ветви Алеутской дуги сравнительно с западной ветвью, можно отметить и различие в скорости накопления щелочей в ходе дифференциации магмы на вулканах обеих ветвей (Горшков, 1967).

Строение тыловой зоны восточной ветви Алеутской дуги меняется в направлении с запада на восток. Если непосредственно к вулканической цепи большей части Андреяновских о-вов

прилегает глубоководная Алеутская котловина (до — 3794 м), то, начиная с долготы о-ва Ахка, к северо-востоку от дуги протягивается все более расширяющаяся полоса мелководного шельфа (глубина не более 1800 м) и, наконец, от о-ва Унимак начинается сплошная зона мелководья глубиной всего 100—150 м.

Б. Гутенберг и К. Рихтер (1948) отмечают резкое возрастание сейсмической активности, начиная от центральной части Алеутской гряды (у южного окончания хр. Бауэрса) и далее вдоль восточной ветви ее к п-ову Кенай. Они считают этот район одним из наиболее сейсмически активных в мире. Фокальная сейсмическая зона погружается под углом 60° от Алеутского желоба на северо-запад. При этом глубина землетрясении возрастает от близповерхностных на склоне желоба до глубины 250 км у внутренней части дуги. Большая часть очагов располагается между островной дугой и желобом. Под островами фиксируются лишь единичные толчки с промежуточной глубиной очага.

В блоке Алеутского хр. п-ова Аляска структура Алеутской дуги существенно изменяется и приобретает ряд особенностей, роднящих ее с тектоническими системами так называемых модифицированных островных дуг. Прежде всего, изменяется морфология Алеутского желоба. Он становится значительно шире, резко мелеет (глубина его против юго-западной оконечности п-ова Аляска 5000 м, а в северо-западной едва достигает 4500 м и выклинивается, упираясь в континентальный склон). Параллельно желобу следует зона поднятия, морфологически выраженная двумя системами кулисообразно расположенных блоков: 1) о-вов Санак — Шумагина — Семиди и 2) о-вов Чирикова — Тринити — Кадык — Афогнак — п-ова Кенай. Блоки ориентированы под острым углом к общему простиранию дуги — их простирание СВ 45° . Высота поднятия нарастает с юго-запада на северо-восток от 500—700 м на о-вах Шумагина до 900 — 1300 м на Кадыке и 1500—1800 м на п-ове Кенай. Структуры образованы флишевой формацией Шумагина, датируемой мелом. Интенсивно дислоцированные породы прорваны крупными массивами нижнетретичных гранодиоритов. С п-ова Кенай эти структуры продолжают в горах Чугач, вдоль побережья континента Северной Америки. При этом простирание структур резко изменяется на юго-восточное.

Внутренняя (Алеутская) зона морфологически выражена в Алеутском хр. Он представляет собой сочетание тектонических поднятий широтного простирания, наследующих положение крупных антиклинальных структур дотретичных отложений и миоцен-плиоценовых вулканических зон северо-восточного простирания и четвертичных вулканов. В ядрах антиклинальных структур вскрыты породы средней-верхней юры и нижнего мела — песчаники, сланцы, конгломераты. Ширина складок около 30 км при длине 75 км. В современной структуре антиклинали морфологически выражены хребтами высотой 1000—1500 м. Вулканические породы олигоценового—миоценового возраста образуют структуры, имеющие простирание северо-восток 45° . Они прорваны комплексом гранодиоритовых интрузий, согласных со структурой. Четвертичные вулканы относительно редки, но велики по масштабам и очень активны. Располагаются они либо на пересечении зон северо-восточного и широтного простирания (в юго-западной части полуострова), либо вдоль линий северо-восточного (45°) простирания.

Таким образом, отмечается изменение ориентировки линий, вдоль которых располагаются вулканические центры в Алеутском хр., сравнительно с простиранием таких линий на островах Алеутской дуги. Вулканы приурочены в основном к тыловой, северо-западной части п-ова Аляска. Дочетвертичный фундамент в районе вулканов опущен до высоты +100 м и менее. Значительная часть вулканов представлена крупными щитообразными постройками, сложенными базальтами (вулканы Павлова, Вениаминова, Аниакчик). К ним приурочены протяженные линейные зоны шлаковых конусов. Однако имеются и крупные андезитовые вулканы, такие как знаменитый Катмай.

Зоны Кадык-Кенай и Алеутская разделены крупной депрессией, морфологически выраженной прол. Шелихова, зал. Кука и продолжающей их межгорной впадиной между хр. Чугач, с одной стороны, и хр. Аляскинским и Св. Ильи, с другой. Большая часть депрессии имеет северо-восточное простирание, и лишь на участке, параллельном горам Чугач, оно резко изменяется на юго-восточное. Гипсометрический уровень дна депрессии в прол. Шелихова равен 200 м, в зал. Кука — 50—60 м, а в межгорной депрессии достигает 300 — 400 м. Эти различия объясняются большой скоростью накопления четвертичных осадков к северу от п-ова Кенай, где депрессию с севера обрамляют мощные горные хребты (высота их до 2900 м), а также возрастающей ролью вулканической аккумуляции. В этой части депрессии располагаются крупные позднеогеновые-четвертичные вулканические массивы гор Талкитна и Врангеля

(вулканы Санфорд, Врангеля, Блэкборн и др.). Первый из этих массивов расположен на пересечении центральной части депрессии разломом северо-восточного простирания, пересекающим Аляскинский хр. вдоль впадины оз. Кларк. Второй массив располагается на пересечении ветви депрессии, имеющей северо-западное простирание, с крупным морфологически выраженным широтным разломом, хорошо прослеживающимся в восточной части хр. Врангеля. Сведения о морфологии, деятельности и строении вулканов обоих массивов отсутствуют. К заливу Кука с западной стороны прилегают вулканы Огастин, Илиямна и Редиут, данные о строении и деятельности которых также отсутствуют.

Сочленение депрессии со структурами обрамления проходит по зонам крупноамплитудных сбросов. В целом рассматриваемая структура очень сходна с Центральной Камчатской депрессией, а Алеутский хр. может в какой-то мере являться аналогом структур Срединного хр. Камчатки.

К северо-западу от Алеутской зоны, в ее юго-западной части, расположена зона пологого шельфа Бристольского залива, глубина моря в пределах которого не превышает 65 м. Севернее сочленение с горными системами Аляскинского хр. (зона мезозойд) происходит по крупным долгоживущим разломам Бруин Бей и Св. Ильи, простирание которых, как и простирание описанных структур, резко изменяется от северо-восточного в западной части до юго-западного в восточной.

Сейсмически активная зона выклинивается к северу от п-ова Кенай, причем землетрясения с промежуточной глубиной очага здесь практически отсутствуют.

Перечисленные отличия структуры блока Алеутского хр. сравнительно с Алеутской дугой очень сходны с отличиями структур Камчатки от Курильской дуги (Эрлих, 1966).

Остановимся на еще одной важной черте геологического строения Алеутской дуги. К сочленению западной и восточной ее ветви (тыловая часть блока Крысыных о-вов) примыкает дугообразно изогнутый подводный хр. Бауэрса. По данным Д. Е. Гершановича, хребет имеет резко асимметричную форму: крутые северный и северо-восточный и пологие южный и юго-западный борта. Как и для Алеутской дуги, для него характерно своеобразное двухвершинное строение: он состоит из двух гряд, с вершины внутренней гряды драгой подняты многочисленные обломки вулканических пород. Несмотря на недостаточную изученность подводного рельефа, даже по имеющимся данным можно судить о том, что дугообразная форма — результат сложного сочетания прямолинейных блоков различных направлений. По всем этим данным хр. Бауэрса совершенно аналогичен нормальным островным дугам. Форма хребта аналогична дуге Банда, расположенной на окончании Зондской дуги. Учитывая особенности хр. Бауэрса и перечисленные отличия западной и восточной ветвей Алеутской дуги, можно сделать заключение о том, что Алеутская дуга в ее современном виде образовалась в результате сочленения двух самостоятельных систем: дуги, объединявшей западную ветвь Алеутской дуги и хр. Бауэрса, и дуги восточной ветви современных Алеут и п-ова Аляски. Отмирание вулканизма и сейсмичности на хр. Бауэрса (и, предположительно, отмирание желоба в его передовой части), возможно, отражают общую закономерность — отмирание участков островных дуг, «отсеченных» при пересечении различных систем этих структур.

Курильская островная дуга располагается между складчатыми системами Северо-Восточной Японии и Камчатки. Вопросы структуры и вулканизма этой дуги детально изложены в работах Г. С. Горшкова (1967), Е. Г. Мархинина (1967) и М. С. Маркова, И. А. Соловьевой, В. Н. Аверьяновой, И. П. Карташова и А. С. Шуваева (1967). Поэтому ограничимся краткой их характеристикой.

Курильская островная дуга — классический пример так называемых двойных дуг. Геотектоническая система ее состоит из глубоководного желоба, геосинклинали внешней невулканической дуги (Малая Курильская гряда и хр. Витязя), геосинклинали внутренней вулканической дуги (Большая Курильская гряда) и тылового прогиба (Курильская котловина Охотского моря) (рис. 29).

Геосинклинали внешней дуги сложена породами верхнего мела — палеогена. Отложения более молодого возраста здесь отсутствуют. Однородность геофизических характеристик убедительно свидетельствует об однородности геологического строения структуры. Для геосинклинали характерна мощная (30—35 км) кора континентального типа, повышенные значения ΔT и аномалия силы тяжести в редукции Буге (Космынская и др., 1963; Волков, Лифшиц и др., 1964). Внутренняя, Большая Курильская дуга, начиная с олигоцена, испытывала постоянное погружение, прерываемое кратковременными импульсами поднятия. Общая мощность

накопившихся к началу четвертичного времени отложений около 8000 м. На фоне прогибания в пределах структуры проявились мощные вулканические процессы. Содержание только лавового материала в разрезе достигает 30%, а если учесть перемытый пирокластический материал, то вулканические продукты в разрезе составляют до 80% общей мощности. Осадконакопление происходит в условиях сравнительно мелководного бассейна. Вулканизм сопровождался внедрением мелких интрузий гранитоидов, имеющих возраст 4—6 млн. лет (Фирсов, 1964).

Зона Большой Курильской гряды характеризуется пониженной мощностью коры, меньшими сравнительно с внешней дугой значениями градиентов аномалий магнитного и гравитационного полей (Косминская и др., 1963; Волков, Лифшиц и др., 1964). В четвертичное время зона испытала поднятие, относительную амплитуду которого можно определить по гипсометрическим отметкам современных выходов кровли эродированных толщ дислоцированных осадков неогена. Структурами второго порядка на фоне дуги являются тектонические поднятия с амплитудой от +200 до +700 м и грабены и грабенообразные понижения. Они чередуются между собой, располагаясь под косым углом к общему простиранию структуры. Характерны также четко выраженные грабены северо-западного, поперечного к простиранию дуги простирания. Ко многим грабенам приурочены в настоящее время проливы между островами. Вулканы явно тяготеют к тем участкам Большой Курильской гряды, фундамент которых относительно опущен, о чем говорит соотношение площадей, занятых подводными и надводными вулканами. В пределах же островов вулканы также повсеместно приурочены к участкам относительных понижений кровли третичного фундамента. Большая дуга сочленяется со структурами геоантиклинами внешней дуги по разлому. На сочленении их развит узкий (15—30 км) прогиб, в котором происходит компенсированное накопление осадочных и вулканогенно-осадочных толщ.

С запада к Большой Курильской гряде примыкает тыловой прогиб, четко выраженный в рельефе в виде Курильской котловины Охотского моря. Осадконакопление здесь происходит не компенсировано, что фиксируется по резкому уменьшению абсолютных отметок дна котловины сравнительно с общим уровнем глубин Охотского моря. По данным сейсмозондирования, мощность земной коры в пределах этой структуры сильно уменьшается, не превышая 13—15 км.

Пояс четвертичных вулканов протягивается вдоль Большой Курильской гряды и имеет четко унаследованный характер, поскольку вулканизм здесь развивается практически непрерывно, начиная с миоцена. Вся зона активна и по сей день: в ней располагается 39 действующих центров извержения.

Обращаясь к вопросам зональности тектонических и вулканических явлений в пределах Курильской дуги, отметим, прежде всего, что близкий к структуре одиночной дуги участок, соответствующий Центральной группе островов Большой Курильской гряды, к северу и югу сменяется типичной структурой двойных дуг на участке Северной и Южной групп островов. Это находит отражение в различной интенсивности поднятия частей структуры и в изменении в соответствии с этим характера вулканизма. Так, в районе Центральной группы островов внешняя дуга морфологически совершенно не выражена, и соответствующий ей по гипсометрическому уровню участок отвечает общему уровню отметок континентального склона. Горстовые поднятия третичного фундамента на островах Центральной группы (исключая о. Симушир и в меньшей степени о. Онекотан) отсутствуют. Южная группа островов представляет собой наиболее поднятый участок. Здесь находятся самые протяженные и значительные по амплитуде блоковые поднятия третичного фундамента. Вдоль нее расположен и наиболее поднятый участок внешней дуги, поднимающийся над уровнем моря в виде островов Малой Курильской гряды. В районе Северной группы островов внешняя дуга выражена в виде подводного хр. Витязя, имеющего на значительных участках субмеридиональное простирание и являющегося прямым продолжением структур Южной Камчатки. На Северной группе островов также развиты горстовые поднятия, хотя и в меньшей степени, чем на островах Южной группы. Соответственно с изменением амплитуды поднятия изменяется и мощность земной коры. В пределах Северной и Южной групп островов мощность коры достигает 18—25 км, на центральном участке она резко уменьшается (до 13—15 км), и кору здесь можно отнести к переходному, субокеаническому типу.

Наконец, отметим различие простираний отдельных частей системы Курильской дуги. Южная и центральная части вытянуты в направлении на северо-восток 45°, а отдельные группы вулканов здесь ориентированы по азимуту СВ 25—30°. Северная группа островов образует ряды структур меридионального простирания, продолжающие направление структур Южной и Центральной Камчатки. Оба различно ориентированных участка разбиты системой сбросов и

сбросо-сдвигов северо-западного и широтного простирания. В результате создается сложная конфигурация блоковой системы дуги по простиранию. При этом простирание желоба изменяется вдоль дуги очень плавно, что и придает дугообразный облик системе в целом.

Описанная продольная зональность свидетельствует о том, что Курильская дуга развивалась не как однородная структурная система, а образовалась в результате параллельного развития двух самостоятельных систем. Первая из них, включающая Южную группу островов, развивалась в тесной связи со структурами Японии. Вторая, включающая Северную группу, связана с развитием структур Камчатки. Центральная группа островов, по-видимому, результат более поздних этапов развития второй из этих систем.

Сейсмофокальная зона в районе Курил выходит на поверхность на участке между желобом и геоантисклиналью внешней дуги. В тыловой части зоны имеются ориентированные в широтном направлении линейные участки (рис. 30), где отсутствуют (или их мало) землетрясения с глубиной очага более 100 км. Они приурочены к району пролива между Итурупом и Кунаширом, к северной части Итурупа и проливу между ним и смежным с севера о-вом Уруп, между Урупом и Симуширом. На продолжении их располагаются линейные зоны сгущения эпицентров мелкофокусных землетрясений, имеющие субширотное простирание. К северу от каждой из таких зон блоки островов Большой Курильской дуги смещаются на восток. Интерпретация этого явления аналогична приведенной в главе I. В пределах хр. Витязя на пересечении с этими зонами фиксируются широтные уступы рельефа, смещающие геоантисклиральную внешнюю дугу. К северу от такого рода зоны, проходящей в районе о. Шиашкотан, происходит стык Северного и Южного звеньев Курильской дуги. Фронтальная часть сейсмофокальной зоны к северу от этого участка резко смещается на восток (рис. 30). Все это дает возможность, как и для Камчатки, интерпретировать градиентные зоны, разграничивающие участки с разной сейсмичностью, как глубинные разломы типа правого сдвига. Как видно из продольного разреза сейсмофокальной зоны, приводимого В. Н. Аверьяновой (1968), она состоит из двух шарнирно погружающихся блоков: один — от Камчатки до Центральных Курил (глубины меняются от 100 до 600 км), а второй — от Хоккайдо до Центральных Курил (от 300 до 600 км). Первый блок погружается на юго-юго-запад, а его тыловая (по простиранию) сторона обрывается разломами, падающими на северо-северо-восток, второй блок — на северо-восток, а его тыловая (по простиранию) сторона обрывается разломами, падающими на юго-запад. Стык обоих блоков отмечается в районе о. Шиашкотан, т. е. соответствует стыку Южного и Северного звеньев Курильской дуги.

В. Н. Аверьянова показала также различие в ориентировке векторов напряжений в очагах землетрясений Северного и Южного звеньев Курильской дуги. Таким образом, сейсмологические данные подтверждают различную природу этих двух звеньев и позволяют наметить систему сдвигов, определяющих эшелонированное расположение структур дуги.

Дуга Рюкю¹, протягивающаяся между складчатыми системами о-вов Кюсю и Тайваня, отчетливо разделяется по простиранию на три блока: северный — Осуми, центральный — Окинава-Амами и южный — Сакисима. В северном блоке внешний пояс выражен приподнятой зоной шельфа, на котором выступают горсты о-вов Танегасима и Яку. Они сложены позднемезозойской толщей сланцев, филлитов и песчаников, аналогичных серии Шиманто, развитой в Юго-Западной Японии. Породы толщи прорваны интрузиями гранодиоритового состава. Средняя высота поднятого блока шельфа 100 м, в горах островов комплекс складчатых образований выведен на высоту +100—200 м на о. Танегасима и до +1935 м на о. Яку. Внешняя зона имеет общее простирание северо-восток 45°. Во внутренней зоне северного блока дуги Рюкю шельф опущен до уровня — (700—750) м. Здесь располагается 4 действующих вулканических центра из 6 вулканов, известных в пределах дуги Рюкю. Они образуют ряд, имеющий простирание 30°. Самый северный из них, Токари-Иво-джима, расположен на периферии крупной кольцевой структуры Кикаи. Она имеет размеры 16 x 23 км и хорошо выражена кольцевым валлообразным поднятием морского дна, а также о-вами Таке-джима и Иво-джима. Такого рода кольцевую структуру диаметром 20—25 км можно предполагать по морфологии морского дна и в районе о-вов Кодакара и Араки. По данным батиметрии можно предполагать наличие в этой зоне нескольких подводных вулканов. Фундаментом четвертичных вулканов служат слабо дислоцированные толщи вулканических и вулканогенно-осадочных пород неогенового возраста. Глубинное строение дуги Рюкю изображено на рис. 31. Желоб против северного блока выражен слабо. Это широкая впадина глубиной около 4000 м с пологими расплывчатыми бортами.

¹ Материалом для характеристики геологического строения дуги Рюкю послужили сводки «Геологическое развитие Японских островов» (1968) и Х. Куно (Kuno, 1962).



Рис. 30. Карта плотности эпицентров землетрясений Курило-Камчатской зоны.

На о-вах Окинава и Амами выходит толща известняков, пирокластических и зеленокаменно измененных эффузивных пород. Осадочные породы комплекса содержат микрофауну, свидетельствующую о верхнепермском возрасте толщи. К северо-западу от горста внешней дуги, в области понижения шельфа до $-(500-700 \text{ м})$, расположен единичный вулканический центр Окинава-Тори-шима. Он локализуется на пересечении секущих зон с простиранием СВ 60° с линией общего простирания дуги. Здесь же можно предполагать наличие нескольких потухших подводных вулканов. К северо-западу от горстов внешней зоны располагается прогиб, выраженный в депрессии морского дна, глубина которой достигает $1000-1300 \text{ м}$. Депрессия разбита системой сдвигов северо-восточного простирания на ряд кулисообразно смещенных изолированных участков. На участке против блока Окинава-Амами к дуге Рюкю под прямым углом примыкает поднятие океанического дна Бородино (по названию одноименных островов, расположенных в северо-западной части этой структуры). Желоб на этом участке мелее. Глубина его не превышает 6700 м . Он разбит системой разломов субширотного простирания на изолированные участки, разделенные поперечными поднятиями. Глубина дна в пределах этих поднятий не превышает $2800-4000 \text{ м}$.

Южный блок, Сакисима, морфологически выражен поднятием шельфа (глубина $500-100 \text{ м}$), над которым высятся горсты одноименных островов. Высота поднятия островов $100-200 \text{ м}$, не более 500 м . На островах развит комплекс пород миоцена и плиоцена — морские осадочные и осадочно-вулканические толщи. Присутствуют эоценовые осадочно-вулканогенные и угленосные отложения. Простирание блока в северной части северо-восточное, соответствующее простиранию дуги в целом. На юге оно резко изменяется до субширотного. Структуры дуги упираются в меридиональные системы разломов у побережья Тайваня. К северо-западу от этого блока расположен единичный действующий подводный вулкан. Кроме того, в этом районе можно предполагать наличие нескольких потухших подводных вулканов. Желоб на участке, соответствующем Южному блоку, имеет нормальную для этих структур форму узкого телескопического грабена. Глубина его достигает 7500 м . На северном и южном окончаниях он резко оборван разломами субширотного простирания.

В тыловой зоне дуги Рюкю располагается тыловая впадина, морфологически выраженная линейной депрессией дна Восточно-Китайского моря шириной около 150 км. На участке против блока Осуми глубина впадины не превышает 700—800 м, на участке против блока Окинава она в среднем составляет около 1500 м, достигая местами 1800 м, а против блока Сакисима в среднем 2000—2500 м, иногда 3000—3300 м.

Блоки Осуми и Окинава являются прямым продолжением структур о. Кюсю, как по простираению, так и по характеру развитых здесь толщ. Отличие фактически состоит лишь в амплитуде поднятия. Желоб на участках этих блоков теряет присущую ему форму узкого телескопического грабена. Необычно для нормальных островных дуг и появление крупных кольцевых структур. Сейсмическая активность дуги Рюкю относительно низка. Максимальная глубина землетрясений, связанных с фокальной сейсмической зоной, 200—250 км. По всем этим

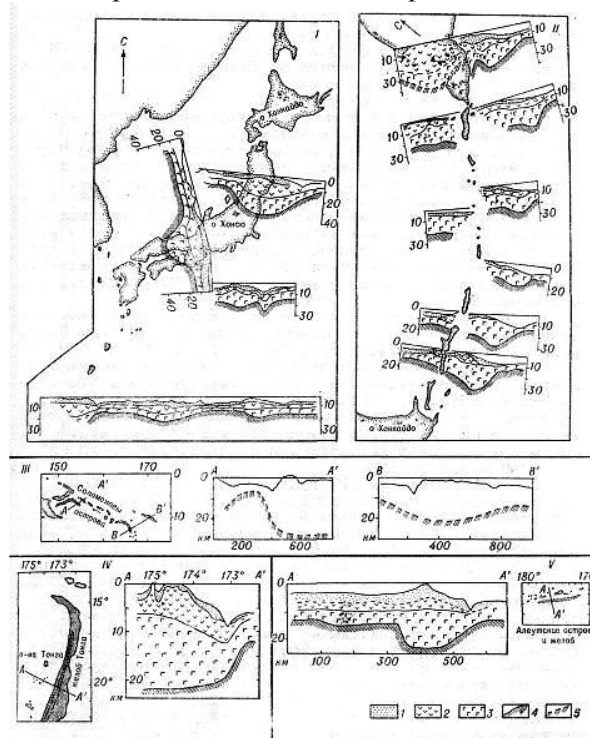


Рис. 31. Геофизические данные о глубинном строении земной коры островных дуг.

I — Япония и прилегающие системы островных дуг (по Рикитаке, 1970; Hotta, 1970a); II — Камчатка и Курильская островная дуга (по Маркову и др., 1968, с добавлением профиля по Центральной Камчатке по данным В. Потапьева); III — островная дуга Соломоновых островов (по Boss, Wollard, Malahoff, 1968); IV — дуга Тонга (по Baill e. a., 1955); V — Алеутская островная дуга (по Shor, 1965). 1 — осадочный слой; 2 — гранитный слой; 3 — базальтовый слой; 4 — мантия; 5 — предполагаемая граница кора—мантия по гравиметрическим данным.

признакам лишь Южный блок Сакисима можно считать принадлежащим к системам островных дуг нормального типа. Два других блока представляют собой тип подвижных систем, переходный между нормальными островными дугами и близкими к ним тектоническими системами, описанными в главах I, II.

Зондская дуга. Под этим названием выделяется тектоническая система, протягивающаяся от Зондского пролива, разделяющего Яву и Суматру, до дуговой тектонической системы, обрамляющей море Банда, включительно. В качестве материала по геологическому строению Зондской дуги использованы работы Дж. Умбгрова (1952), Р. ван Беммелена (1957), И. В. Архипова (1964), М. Нойман ван Паданга (Neumann van Padang, 1953), А. Ритмана (Rittman, 1953).

Хотя геологическое строение и морфоструктура отдельных участков Зондской дуги различны, на всем ее протяжении выдерживается нормальная зональность распределения тектонических структур, присущая островным дугам: желоб — внешняя дуга, представляющая собой геоантиклиналь, образованную в основном комплексом дотретичных отложений, и внутренняя вулканическая дуга — зона интенсивного прогибания в неогене, поднятая в ходе движений четвертичного времени. Между желобом и внутренней дугой, захватывая всю

территорию внешней геоантиклинальной зоны, протягивается пояс интенсивных ($-100 \div 300$ мгал) отрицательных изостатических аномалий, получивший название пояса Венинг-Мейнеца. Фокальная сейсмическая зона Зондской дуги падает в направлении от желоба к внутренней вулканической дуге. Максимальная глубина землетрясений, связанных с этой зоной, 400—600 км.

По простиранию Зондская дуга отчетливо делится на ряд различных по амплитуде поднятия, интенсивности и характеру вулканизма блоков (с запада на восток): Явы, Флорес, Тимор, Банда, Серам (рис. 32).

Блок Явы захватывает часть дуги, соответствующую о-вам Ява, Бали, Ломбок, Сумбава. Сочленение его со смежными структурами (тектонической системой Суматры и блоком Флорес) происходит по разломам с простиранием северо-восток 45° . Первый из них идет по Зондскому проливу между о-вами Суматра и Ява. Второй разлом морфологически выражен проливом между островами Сумбава и прослеживается по изобатам более чем на 150 км на юго-запад.

Внешней по отношению к Индийскому океану зоной в пределах блока является Яванский желоб глубиной до 7450 м. Он плавно изменяет свое простирание от северо-западного на участке, параллельном Западной и Центральной Яве, до широтного, выдерживающегося на большей части протяженности блока. Параллельно желобу следует внешняя зона геоантиклинального поднятия, морфологически выраженного подводным хребтом. Вершины его имеют отметки от -3200 до -1099 м. Ширина его 75 км. Геоантиклиналь состоит из нескольких блоков северо-западного и субширотного простирания, сочленяющихся по зонам разломов, имеющих простирание северо-запад 295° . Между невулканической геоантиклиналью внешней дуги и внутренним вулканическим поясом располагается прогиб, выраженный в рельефе в виде депрессии глубиной $-(3800 \div 4800)$ м. Структура внутренней вулканической зоны образована системой поднятых и опущенных блоков, сложенных вулканическими и вулканогенно-осадочными породами олигоцен-плиоценового возраста. На эту систему накладываются зоны четвертичных вулканов.

Современная структура о-ва Ява состоит из двух рядов горст-антиклинальных поднятий, разделенных депрессионными зонами. Внешний ряд горст-антиклинальных поднятий образован двумя поднятыми блоками, морфологически выраженными хребтами юго-западной оконечности острова, а также хр. Севу и Кедул. Высота их достигает 1200 м, простирание (как и пород, которыми они образованы) северо-западное. Внутренний ряд геоантиклинальных поднятий (зона Богор) образован хр. Сев. Сераю и Кенденг. Они имеют общее широтное простирание. Высота их 600—800 м. Южная зона поднятий продолжается на мелких островах к югу от о. Бали и хребтах южной части о. Сумбава. Северная зона продолжается на о-вах Мадуре и Кангеан.

Горст-антиклинальные зоны сложены дислоцированными осадочно-вулканогенными толщами неогена. Разрез образован морскими осадками глинистого и глинисто-карбонатного состава и основными и средними эффузивами. В верхах его появляются породы континентально-морских фаций. На Северо-Восточной Яве и Мадуре присутствуют рифовые известняки. Общая мощность толщ достигает 6000 м. В ядрах антиклиналей на Западной и Центральной Яве и на Мадуре вскрыты терригенные и карбонатные породы палеогена. В верхних частях их разреза, относимых к олигоцену, присутствуют эффузивные породы среднего состава. Видимая мощность палеогеновых толщ 2500—2800 м. Мезозойские (меловые и, возможно, юрские) отложения известны лишь в виде отдельных выходов на Центральной и Западной Яве. Они представлены хлоритовыми сланцами и филлитами, прорванными интрузиями габбро, перидотитов и серпентинитов. От палеогеновых толщ они отделены резким структурным несогласием.

Между геоантиклинальными поднятиями расположены впадины Центральной депрессионной зоны и «зоны Рандулблатунг» (по терминологии Р. ван Беммелена, 1957). Депрессии заполнены толщами рыхлых верхнеплиоценовых и четвертичных отложений. По данным гравиметрических работ, восточная часть зоны Рандулблатунг располагается над линейным поднятием фундамента. Согласно расчетам, гребень хребта находится на глубине около 1 км от дневной поверхности. Во впадине, расположенной к северу от центрального поднятия, глубина залегания фундамента достигает 4 км, а во впадине к югу от поднятия — 5 — 6 км. Поверхность рыхлых толщ, выполняющих прогибы, имеет абсолютные отметки +200—300 м.

Четвертичные вулканы Явы локализуются в Центральной депрессионной зоне и зоне Рандулблатунг, т. е. обнаруживают четкую связь с грабен-синклинальными структурами. В соответствии с распределением структурных форм они образуют два параллельных кулисообразно смещенных друг относительно друга пояса. Внешний пояс вулканов протягивается от вулкана Кракатау в Зондском проливе до вулкана Кава-Караха; второй, внутренний пояс — от вулкана Кава-Иджен на восточной оконечности острова до вулканов Сламат, Тьермаи и Тангкубан

Праху. На фоне общего субширотного простираия вулканических поясов отдельные вулканические центры четко группируются в ряды северо-восточного (вулканы Раунг-Бромо, Вайенг Винду-Гунтур и т. д.) и северо-западного направления (вулканы Бутак Петаранган — Дьенг-Сундоро-Сумбинг и Унгаран-Мербабу-Мерапи). Такая ориентировка связана с пересечением грабен-синклиналей секущими зонами разломов. Большая часть вулканов представлена андезитовыми, реже андезито-базальтовыми стратовулканами, часто ассоциирующими с экструзивными куполами. Тридцать пять вулканов обнаруживали ту или иную форму активности на памяти человека, причем многие извержения носили катастрофический характер.

Внутренний пояс вулканов Явы непосредственно продолжается на о-ва Бали и Ломбок, где расположены вулканы Батур, Агунт и Риджани. Вдоль северного побережья Явы на прибрежной низменности имеются обособленные вулканические центры, сложенные эффузивами щелочного состава с резким преобладанием калия над натрием. Это особая провинция вулканических пород «атлантического» типа. Вулканы эти потухшие, хотя Г. С. Горшков (1967) не исключает возможности их активного извержения в недавнем прошлом. К этой же провинции принадлежит активно действующий вулкан Тамбора в северной части о. Сумбава и вулкан Ани.

В тыловой части Зондской дуги, соответствующей о. Ява, находится мелководный шельф Яванского моря (глубина 50—70 м), и лишь к востоку от Явы в тыловой зоне расположены глубоководные впадины морей Бали и Флорес, которые можно уверенно считать структурами так называемых окраинных морей.

Восточным продолжением структур блока Явы является блок Флорес. Блоки сочленяются по разлому северо-восточного простираия, обрывающему структуры внутренней вулканической дуги, и разлому северо-западного простираия, вдоль которого происходит подворот и замыкание Яванского желоба. Последний разлом обрывает зону внешнего геоантиклинального поднятия подводного хребта к югу от Явы. В роли этой структуры в блоке Флорес выступает поднятие о-вов Сумба и Саву. Здесь развит комплекс аспидных сланцев проблематического возраста. Р. ван Беммелен считает их юрскими, но не исключен и более древний, возможно даже палеозойский, их возраст. Эти толщи прорваны гранитами. На ограниченных площадях развиты палеогеновые и неогеновые отложения, в составе которых преобладают карбонатные и карбонатно-терригенные породы. Эффузивы среди них отсутствуют, ограниченным распространением пользуются туфогенные породы.

Высота современного рельефа на о-вах Саву 100—150, а на Сумба 900—1100 м. Геоантиклиналь поднятия Сумба-Саву имеет северо-западное простираие. Так как внутренняя дуга в пределах блока Флорес вытянута в широтном направлении, расстояние между внешним геоантиклинальным поясом и внутренней дугой резко изменяется от 60 - 70 км на западе до 220 км на востоке. Разделяет их прогиб, морфологически выраженный проливом Сумба и морем Саву. Внутренняя дуга образована цепью поднятых блоков, морфологически выраженных грядами о-вов Флорес, Солор и Алор, В целом пояс имеет широтное простираие. Однако благодаря системе разломов северо-восточного простираия отдельные участки его горизонтально смещены друг относительно друга, так что с запада на восток фронт внутренней дуги ступенчато смещается в направлении на север. Внутренняя гряда блока Флорес представляет собой линейную систему горстов, образованных осадочно-вулканогенными толщами миоцена—плиоцена. Высота современного рельефа понижается в общем направлении с запада на восток от 2300 до 1500—1700 м. Вдоль зон секущих разломов северо-восточного простираия располагаются узкие зоны грабенов, морфологически выраженные проливами и межгорными впадинами. Учитывая все эти факты, можно заключить, что разломы северо-восточного простираия представляют собой систему левых сбросо-сдвигов. К зоне внутренней дуги приурочено 23 действующих вулкана, четко локализующихся вдоль грабенов северо-восточного направления. В подавляющем большинстве это андезитовые стратовулканы. Вулканы Бату-Тара и Джерсей, расположенные к северу от пояса внутренней дуги, принадлежат к щелочной провинции. К тыловой части внутренней дуги блока Флорес прилегают глубоководные впадины окраинных морей: море Флорес глубиной до 5000 м и западная часть моря Банда глубиной до 4000 м.

Блок Тимор захватывает часть дуги длиной 600 км, соответствующей одноименному острову, образуя вместе с о. Роти внешнюю геоантиклинальную зону, и о-вам Ветар и Роми во внутренней зоне. Вдоль внешней части дуги протягивается Тиморская впадина - аналог глубоководного желоба. Это линейно вытянутая структура длиной 900 км и шириной около 100 км. Глубина ее 2500—3310 м. Малая глубина желоба объясняется, по-видимому, тем, что с

внешней стороны он граничит не с океаном, а с мелководным Тиморским морем, развитым на шельфе опущенного блока северной части Австралийской платформы. Перепад глубин между шельфом Тиморского моря и Тиморской впадиной имеет тот же порядок, что и между ложем океана и Яванским желобом. Тиморская впадина имеет простирание северо-восток 60° .

Прилегающая к Тиморской впадине внешняя геоантиклинальная зона Тимора образована породами перми и триаса. Пермские отложения представлены глинистыми сланцами, мергелями, песчаниками, известняками, туфами и туфогенными породами. Прослежен непрерывный переход их к гнейсам, амфиболитам и кристаллическим сланцам. Триасовые отложения пользуются наиболее широким площадным развитием. В распределении различных их типов проявляется четкая структурно-фациальная зональность. Выделяются зоны развития флиша, кремнисто-вулканической формации и т. д.

Во впадинах между горстами, образованными пермскими и триасовыми отложениями, развиты палеогеновые толщи, в разрезе которых полностью отсутствуют вулканические породы. Они выходят в четырех блоках, кулисообразно смещенных по разломам простирания на северо-восток 45° . Каждый из блоков смещается относительно смежного с запада в направлении на север. Амплитуда горизонтального смещения составляет 25—75 км. При этом расстояние между фронтальной частью блоков и Тиморской впадиной соответственно уменьшается (или при движении с запада на восток возрастает) при неизменном положении относительно желоба. Высота современного рельефа на Тиморе 2300—2900 м.

От внутренней дуги геоантиклинальная зона о. Тимор отделена прогибом, морфологически выраженным западной частью моря Саву и проливом Ветар глубиной более 3500 м. Внутренняя зона блока Тимор образована поднятиями о-вов Ветар и Роми. Здесь широко развиты вулканогенные породы неогенового возраста, поднятые на высоту до 1412 м. Четвертичные вулканы в пределах блока Тимор отсутствуют. С севера к тыловой части внутренней дуги блока Тимор примыкает глубоководная впадина моря Банда (глубина до 4500 м).

Блок Банда отделен от Арафурского моря и Нов. Гвинеи системой впадин — аналогов глубоководных желобов. Это окончание Тиморской впадины (глубина до 1000 м), впадина Кай между одноименными островами и о-вами Ару (глубина до 3652 м) и впадина моря Серам (глубина до 2240 м). Простирание системы впадин постепенно изменяется от северо-западного до меридионального и северо-восточного, так что в целом они образуют крутую дугу, обращенную выпуклостью на запад.

К впадинам прилегает геоантиклинальная система внешней невулканической дуги, образованной о-вами Лети, Бабар, Танимбар, Кай, Ватабела и юго-восточной частью о. Серам. Амплитуда поднятия их невелика — высота рельефа в среднем 100—300 м и не превышает 750 м. Геологическое строение островов, входящих в геоантиклинальную зону, в общем сходно с Тимором, однако здесь широко развиты пермские терригенные отложения (на о. Лети) и известняки (на о-вах Бабар и Танимбар). Достоверный разрез мезозойских отложений, в отличие от Тимора, начинается лишь с верхнего триаса, представленного в основном флишеподобными песчаниками. Геоантиклиналь внешней дуги отделена от вулканического пояса прогибом, так называемым желобом Банда. Он дугообразно изгибается в соответствии с общей прогнутостью структур. По положению и морфологии он аналогичен другим прогибам такого рода, в частности прогибу, отделяющему хр. Витязя от Большой Курильской гряды, или прогибу между Явой и зоной подводного хребта геоантиклинали внешней дуги. Склоны его пологие, дно широкое, выровненное, морфологически выраженные разломы в центральной части структуры отсутствуют. Необычна лишь глубина прогибания — до 7440 м. Вулканический пояс образован цепью островов, представляющих собой вершины вулканов, основная часть которых погружена ниже уровня моря. Всего здесь 6 действующих вулканических центров. Данные о них отрывочны. Судя по всему, это андезитовые и базальтовые щитообразные стратовулканы. Располагаются они вдоль морфологически выраженных в подводном рельефе зон разломов северо-восточного простирания.

Блок Серам-Буру непосредственно продолжает северную часть блока Банда, имеет общее широтное простирание и располагается на прямом продолжении структур Нов. Гвинеи. Протяженность его более 500 км. Желоб на участке против этого блока становится глубоководнее (более 5000 м). Геоантиклиналь внешней дуги охватывает большую часть о. Серам и о-в Буру. Высота поднятия отдельных горстов в ее пределах 2400—3000 м. В пределах горстов обнажается комплекс пород, близкий к тем, которые зафиксированы на Тиморе. Однако возраст кремнисто-вулканогенной формации в этом районе не триасовый, а юрский. Зона внутренней дуги морфологически выражена двумя небольшими по размерам кулисообразно смещенными

подводными поднятиями. Глубина моря в их пределах 1700-1900 м. Проявления вулканизма отсутствуют.

Подводя итоги, следует отметить разнородность фундамента, на котором заложилась неогеновая система Зондской островной дуги. В восточной части пояс этот носит отчетливо наложенный характер и перерабатывает область герцинской и раннемезозойской складчатости. Структура восточной части дуги не следует границе океан — континент, а окаймляет стабильный массив моря Банда. Фокальная сейсмическая зона следует по периклинали массива и падает к его центру. К этой важной особенности распределения структур мы вернемся позже, при рассмотрении дуговых систем к востоку от Нов. Гвинеи.

Системы дуг архипелага Бисмарка и Соломоновых о-вов представляют особый интерес в связи с своеобразным расположением тектонических элементов относительно Тихого океана.

При характеристике островных дуг архипелага Бисмарка и Соломоновых о-вов, а также Новых Гебрид, Восточно-Меланезийского поднятия и дуги Хантер-Фиджи использованы работы И. Эндрюса (Andrews, 1957), Э. Обера де ла Рю (Aubert de la Rue, 1956), К. Блота и Р. Прайама (Blot, Priam, 1963), И. Брукса (Brooks, 1962), П. Колемана (Coleman, 1962), У. Дикинсона (Dickinson, 1966), Н. Фишера (Fisher, 1957), Дж. Гровера (Grover, 1955, 1966), А. Митчелла (Mitchell, 1967), К. Филлипса (Phillips, 1967), А. Уордена (Warden, 1967), Ю. М. Пушаровского и Р. А. Афремовой (1965), а также карта Тихого океана масштаба 1 : 10 000 000 под редакцией Г. Б. Удинцева (1964). В литературе до настоящего времени встречается указание на то, что рассматриваемые дуги — пример перевернутых дуг, где желоб располагается на стороне дуги, противоположной от океана, а фокальная сейсмическая зона падает в сторону океанического ложа, а не от него, как в нормальном случае. Новейшие океанографические и геолого-геофизические исследования позволяют уточнить эти представления.

Прежде всего, было установлено, что желоба окаймляют эти структуры с двух сторон: дугу архипелага Бисмарка — Западно-Меланезийский желоб со стороны Тихого океана и Ново-Британский желоб со стороны Кораллового моря, дугу Соломоновых о-вов — желоб Санта-Исабель — Санта-Крус со стороны Тихого океана и желоб Бугенвиль со стороны Кораллового моря. Отмечается, однако, что желоба, идущие вдоль тихоокеанской стороны обеих дуг, имеют меньшие глубины сравнительно с желобами «австралийской» стороны: 3500—4000 м в среднем, максимальные 6534 м. Структуры эти относительно широки, дно плоское и ровное, а желоб Санта-Крус образует пунктирную систему из трех обособленных впадин. Желоба «австралийской» стороны имеют форму узких телескопических грабенов. Глубина их в среднем 6000—7000 м, а максимальные глубины Бугенвильского желоба 8000—9140 м.

Второе, на что следует обратить внимание, это зональность в распределении тектонических элементов (см. рис. 22). Дуга архипелага Бисмарка окаймляет впадину Ново-Гвинейского моря. Она образует почти полный эллипс, несколько разомкнутый на западе. Вдоль фронта северной половины эллипса в виде пологой дуги, обращенной выпуклостью на север, в сторону Тихого океана, протягивается Западно-Меланезийский желоб. Простирается его плавно изменяется от северо-восточного на западе к субширотному в центральной части и северо-западному на востоке. Параллельно восточной части желоба протягивается цепь мелких вулканических островов. Это действующие вулканы Лихир и Амбита и несколько потухших вулканов. Вдоль западной части желоба вытянута цепочка мелких островов, также, по-видимому, имеющих вулканическую природу. Параллельно вулканической гряде, но смещаясь в направлении тыловой части системы, в сторону Ново-Гвинейского моря, расположены поднятые блоки о-вов Нов. Ирландии и Манус. Здесь вскрыты дислоцированные толщи палеогена — неогена. Высота современного рельефа убывает с востока на запад: от 2150 м на востоке о. Нов. Ирландия до 500—700 м на западе его и о. Манус. Простирается блок Нов. Ирландии северо-запад 295°. На о. Манус породы имеют общее широтное простираение. К югу от о. Манус расположена группа мелких коралловых островов, среди которых имеется один действующий вулкан Тулуман.

Вдоль фронта системы дуги в юго-восточной ее части проходит Ново-Британский желоб. От Восточно-Меланезийского желоба он отделен несколькими поднятиями дна. Одно из них расположено на окончании блока о. Нов. Ирландия, второе — против вулканической гряды к северу от этого острова. Ново-Британский желоб располагается на «австралийской» стороне дуги.

Параллельно желобу протягивается поднятие о. Нов. Британия. Оно образовано дислоцированным комплексом олигоцен-миоценовых отложений. Породы выведены на высоту 1000—1500 м. Простирается поднятого блока по системам разломов изменяется от северо-

западного в западной части до северо-восточного в восточной. С тыловой стороны вдоль него располагается цепь действующих вулканов. Двенадцать действующих вулканов протягиваются вдоль северо-западной части Нов. Британии и, кроме того, два (Лангила и Гарове) расположены на небольших островах Ново-Гвинейского моря к северо-западу от этого острова. От западного окончания Нов. Британии в северо-западном направлении вдоль побережья Нов. Гвинеи идет протяженная (более 650 км) цепь мелких вулканических островов. Восемь вулканов здесь активно извергались в историческое время. Своеобразным аналогом внешней невулканической геоантиклинали в этой части системы служат прибрежные хребты Нов. Гвинеи.

Фокальная сейсмическая зона опоясывает по периметру всю эллиптическую систему архипелага Бисмарка, плоскость ее повсеместно погружается в сторону Ново-Гвинейского моря. Она захватывает и участок прибрежных хребтов Нов. Гвинеи, прилегающий к рассматриваемой тектонической системе.

На Соломоновых о-вах Дж. Гровер (Grover, 1966) выделяет внешнюю, Тихоокеанскую, провинцию, в пределах которой отчетливо обособляются четыре блока, ориентированных в направлении 315° . Морфологически они выражены поднятиями о-вов Бугенвиль, Шуазель, Санта-Исабель и Малаита. Здесь развит сильно дислоцированный комплекс основных лав мелового—эоценового возраста, перекрытых пелагическими фораминиферовыми известняками миоцена и вулканогенно-известковистыми осадками плиоцен-четвертичного возраста. Характерной чертой геологического строения являются значительные внедрения ультраосновных пород. На островах внешней зоны складчатые комплексы выведены на высоту: в блоке Бугенвиль — 1000—1300 м, в блоке Шуазель — 1000—1100 м, в блоке Санта-Исабель — до 2500 м и в блоке Малаита — 100 — 1400 м.

Блоки смещены друг относительно друга по системе хорошо морфологически выраженных разломов, имеющих, по-видимому, характер правых сдвигов: с запада на восток каждый последующий блок сдвигается относительно предыдущего к юго-востоку. Амплитуда горизонтального перемещения по каждому из разломов около 75 км. Разломы имеют простирание на северо-запад 325° . В отличие от всех описанных дуг, где сдвиги такого рода не затрагивают желоб, наблюдается смещение и неравномерное поднятие участков желоба на тихоокеанской стороне, за счет чего он и приобретает пунктирную форму. Каждому блоку Тихоокеанской провинции соответствует поднятый блок внутренней зоны, которую Дж. Гровер описывает как две частично наложенные друг на друга провинции — Центральную и Вулканическую. Невулканические поднятия, относимые им к Центральной провинции, сложены складчатым метаморфизованным комплексом андезитовых лав, рифов и вулканогенно-осадочных отложений, прорванных интрузиями гранитоидов и субплутонами габбро. Возраст пород колеблется от нижнего эоцена до четвертичного времени. В отличие от Тихоокеанской провинции, интрузии ультраосновных пород отсутствуют.

Блоку Малаита во внутренней зоне соответствует блок о. Сан-Кристобаль, блоку Санта-Исабель — блок о. Гуадалканал, блоку Шуазель — блок о-вов Нью-Джорджия. Поднятия внутренней и внешней зон в этих блоках разделены впадиной, морфологически выраженной прол. Те-Слан и южной частью прол. Индиспенсibl. В блоке Бугенвиль внутренняя зона непосредственно контактирует с внешней, располагаясь в юго-западной части того же острова. Сдвиговые зоны северо-западного простирания, разграничивающие блоки внешней зоны, пересекают как внутреннюю межостровную впадину, так и поднятие внутренней зоны, придавая им общую кулисообразную форму.

Складчатые образования в блоках Центральной провинции выведены на различную высоту. На о. Сан-Кристобаль она достигает 1250 м, на Гуадалканале 2000 — 2400 м. Четвертичные вулканы в этих блоках отсутствуют. Лишь во впадине против северо-западной оконечности Гуадалканала, на разломе северо-западного простирания расположен вулкан Саво. Блоки о-вов Нью-Джорджия подняты на высоту менее 1000 м. Действующие вулканы располагаются к юго-западу от этих островов, на «австралийской» стороне дуги. Здесь известны действующий подводный стратовулкан Вангуну, находящийся в сольфатарной стадии активности вулкан Симбо и сольфатарные поля Параса. На о. Бугенвиль расположены три крупных вулкана: Балби, Багана и Лолору. Первый и третий находятся в стадии фумарольной активности, второй активно действует в историческое время. Общая плотность вулканических центров в пределах двух западных блоков Соломоновых о-вов равна 1—3 на 100 км длины зоны. Сейсмичность Соломоновых о-вов очень высока. Большая часть эпицентров располагается на «австралийской» стороне дуги и в центральной части системы, но одиночные крупные толчки

фиксируются и на «тихоокеанской» стороне. Б. Гутенберг и К. Рихтер (1948) на основании появления при землетрясениях этого района поверхностных волн Лява с периодом больше 1 мин считают, что здесь имеют место горизонтальные смещения больших блоков земной коры. Землетрясения с неглубоко залегающими очагами располагаются на крыльях структуры, в то время как толчки с промежуточной глубиной очага приурочены к центральной ее части.

Приведенные данные, с моей точки зрения, свидетельствуют о том, что рассматриваемые системы дуг — это подвижные пояса, симметрично развивающиеся по периферии жестких блоков коры (рис. 33). К этому важному выводу вернемся позже, при рассмотрении общих черт строения островных дуг. Отметим лишь ослабление тектонической активности на «тихоокеанской» стороне обеих систем.

К востоку от Соломоновых о-вов картина во всех отношениях сходная. Здесь по периферии треугольного по форме блока Фиджи располагаются три системы островных дуг и близких к ним структур: дуга Нов. Гебрид и «зачаточные» системы островных дуг — Восточно-Меланезийское подводное поднятие и подводное поднятие, которое можно назвать системой Хантер-Фиджи.

Дуга Новых Гебрид имеет общее север-северо-западное простирание и протягивается на 1000 км между Коралловым морем и Северо-Фиджийской впадиной Тихого океана. Со стороны Кораллового моря вдоль дуги протягивается глубоководный желоб, состоящий из двух самостоятельных структур - желобов Санта-Крус (глубиной до 6985 м) и Ново-Гебридского (глубиной до 6985 м). Желоба разделены перемычкой (глубина 1500 — 2000 м) против центральной части дуги. Дуга четко разбивается по морфологическим особенностям на три части: северную (о-ва Санта-Крус), центральную и южную (от о. Эфате и далее на юго-восток). Северная и центральная представлены небольшими островами, вытянутыми в цепочки северо-западного простирания, непосредственно примыкающие к желобу. На центральном участке отчетливо выделяются две параллельные гряды: внешняя, невулканическая, выраженная поднятыми до высоты 1200—1680 м блоками о-вов Малекула и Эспириту-Санто, и внутренняя, вулканическая гряда, отделенная от внешней неглубоким прогибом.

Среди наиболее древних комплексов, возраст которых не установлен, резко преобладают ультраосновные породы, но присутствуют также габбро, кварцевые диориты, аплиты, долериты, андезитовые порфириты и амфиболиты (в частности, на о. Пентекост). Выше залегает комплекс туфов, вулканических брекчий, лав андезитового состава, перекрытых фаунистически охарактеризованными отложениями среднего—верхнего миоцена. Средне-верхнемиоценовые морские известняки с большим количеством туфогенного материала интенсивно дислоцированы и разбиты разломами. Плиоценовые отложения представлены большими массами андезитовых туфов и туфобрекчий с прослоями андезитов, дацитов и базальтов. Над ними залегает дислоцированная толща верхнеплиоценовых песчаников и аргиллитов, отложившихся в прибрежно-морских условиях.

Четвертичные вулканы расположены на внутренней восточной гряде Нов. Гебрид и на о-вах Мэтью и Санта-Крус. На Нов. Гебридах известно 3 потухших и 4 действующих вулкана. Среди вулканических продуктов преобладают базальты и их пирокласты, в подчиненном количестве присутствуют андезиты и дациты. О-ва Санта-Крус образованы небольшими по размерам вулканическими конусами, сложенными оливиновыми базальтами. Здесь имеется один действующий вулкан. К югу от Ново-Гебридских о-вов расположен базальтовый стратовулкан о-ва Мэтью. Землетрясения в пределах Ново-Гебридской дуги связаны с фокальной сейсмической зоной, падающей от желоба на северо-восток, в сторону Тихого океана. В районе желоба преобладают мелкофокусные землетрясения, под островной дугой глубина очагов достигает 200 км, а в Северо-Фиджийской котловине к северо-востоку от дуги максимальная глубина очагов 600 км.

Восточно-Меланезийское подводное поднятие протягивается от северо-западного окончания дуги Нов. Гебрид — о-вов Санта-Крус до северо-восточной оконечности о-вов Тонга. Общая длина структуры 1800 км, ширина — несколько сотен километров. Она имеет простирание на северо-запад 260°. Вдоль тихоокеанского борта западной части структуры на протяжении 1000 км расположен желоб Витязя. Это глубоководная впадина V-образной формы, разделенная поперечной перемычкой на две части — западную (глубиной до 5600 м) и восточную (глубиной до 6150 м). Дно желоба плоское, ширина его 6—7 км. Склоны имеют крутизну до 18°, террасированы. В восточной части Восточно-Меланезийского поднятия желоб выклинивается. Само поднятие состоит из двух параллельных подводных гряд, каждая из которых образована

серией кулисообразно расположенных плосковершинных блоков. Длина каждого блока от 100 до 600 км, ширина 10—15 км. Гряды разделены линейной депрессией глубиной 2700-4000 м. Территория поднятия практически асейсмична. На немногочисленных невысоких островах (в западной части — Дафф, Ануда, Тиконне, в центре — о-ва Ротума, на востоке — Увеа, Хорн, Ниуафоу и др.) расположены многочисленные мелкие конусы вулканов, сложенные оливиновыми базальтами. На о. Увеа, в частности, насчитывается до двух десятков таких конусов. О. Ниуафоу представляет собой крупный действующий вулкан.

Поднятие Хантер-Фиджи практически аналогично по строению Восточно-Меланезийскому поднятию. Оно протягивается на 800 км в северо-восточном направлении от юго-восточного окончания Ново-Гебридской дуги до юго-восточной части о-вов Фиджи. Параллельно его западной части со стороны моря Фиджи протягивается участок глубоководного желоба (глубина до 6584 м), смыкающийся под прямым углом с Ново-Гебридским желобом. Далее, вдоль всей остальной части поднятия желоб в обычном выражении отсутствует, однако со стороны моря Фиджи здесь протягивается несколько кулисообразно смещенных друг относительно друга узких линейных впадин глубиной до 4594 м, являющихся, по-видимому, недоразвитой формой желоба.

Поднятие состоит из нескольких кулисообразно смещенных блоков. Важные данные получены У. Дикинсоном (Dickinson, 1966) в юго-восточной части архипелага Фиджи, расположенного на северо-восточном окончании поднятия. Древнейшими фаунистически охарактеризованными отложениями здесь являются андезитовые и базальтовые вулканические и вулканогенно-осадочные породы и аргиллиты, переслаивающиеся с линзами известняков, датированных олигоценом — нижним миоценом. Комплекс этот интенсивно дислоцирован и несколько метаморфизован. Толща прорвана интрузиями габбро, тоналитов, диоритов и гранодиоритов. Выше с резким угловым несогласием залегает мощная серия вулканогенных пород андезитового состава с многочисленными дайками и некками. На удалении от предполагаемых центров извержения вулканические породы фациально замещаются терригенными и известняками. Толща датируется поздним миоценом — средним плиоценом. В позднем плиоцене и в четвертичное время формируются многочисленные мелкие вулканические конусы, сложенные оливиновыми базальтами. Зона Хантер-Фиджи практически асейсмична, фиксированы лишь единичные поверхностные толчки.

Можно констатировать близость по строению обоих подводных поднятий структурам нормальных островных дуг. Это отмечается и Ю. М. Пушаровским и У. Дикинсоном. Однако Ю. М. Пушаровский говорит о том, что Восточно-Меланезийское поднятие представляет собой раннюю стадию развития дуги, в период ее обособления от структур океанического ложа. По данным У. Дикинсона, неогеновая история этих структур не отличается от таковой нормальных островных дуг. В современной их структуре сохраняются такие важные особенности островных дуг, как зональность строения, кулисообразность расположения блоков, частично — желоба. Различия, скорее всего, связаны с опусканием (или очень замедленным процессом поднятия сравнительно с другими системами островных дуг), которое описанные структурные системы испытали в верхнеплиоцен-четвертичное время.

В целом тектонические системы Ново-Гебридской дуги, Восточно-Меланезийского поднятия и поднятия Хантер-Фиджи развиваются, как и система архипелага Бисмарка, по периферии жесткого блока, который, следуя Ю. М. Пушаровскому, можно назвать массивом Фиджи. В каждом отдельном случае фронт подвижных систем располагается на внешней стороне относительно центрального жесткого блока, т. е. картина аналогична описанной для архипелага Бисмарка, дуги Банда и Соломоновых о-вов.

В заключение характеристики островных дуг на участке между Нов. Гвинеей и Фиджи укажем на то, что от Ново-Британского желоба у северо-восточного берега Нов. Гвинее отходит широтная ветвь, к югу от нее прослеживаются острова архипелагов Луизиада и Д'Антраксто, на которых расположено несколько действующих вулканов. Цепь этих сооружений продолжается (см. главу II) на Нов. Гвинее, где находятся крупные вулканы Виктория, Ламингтон и другие. Вдоль желоба и гряды островов отмечаются неглубокие землетрясения, но землетрясений с промежуточной глубиной очагов не зарегистрировано.

Среди островных дуг особую группу составляют структуры, выдвинутые в сторону океана. Это тектонические **системы дуг Изу-Бонинской (Нампо), Марианской, Яп и Палау**, протягивающиеся от центральной части Хонсю к району между южным окончанием Филиппин и Нов. Гвинеей, а также **система Тонга-Кермадек**, протягивающаяся от о-вов Самоа до Нов. Зеландии. Они отличаются от нормальных островных дуг более низким гипсометрическим уровнем

— на небольших по площади островах дочетвертичные породы выведены на высоту 100—300 м над уровнем моря. Большая же часть островов в пределах этих систем представляет собой четвертичные вулканы. Желоба, развитые вдоль этих систем, имеют максимальные глубины — 8000—10 000 м. В то же время они зачастую быстро выклиниваются по простиранию, вплоть до полного исчезновения на отдельных участках дуг. Так, Марианский желоб, глубина которого достигает 10 863 м, в северной своей части резко мелеет (глубина его 6000—7000 м), почти не выделяясь из глубин прилегающего океанического ложа. Желоб Палау (максимальная глубина 8054 м) резко выклинивается по простиранию как на север, так и на юг. В то же время подводная гряда дуги Палау продолжается вдоль юго-западной оконечности Каролинских о-вов, и на протяжении более чем 800 км желоб вдоль этой структуры вообще отсутствует. Аналогичные контрастные переходы наблюдаются в строении фокальной сейсмической зоны. Если на дугах Тонга и Изу-Бонин максимальная глубина землетрясений 600 км, то на дугах Марианской и Кермадек она достигает лишь 400 км, а на дугах Палау и Яп вообще не приходится говорить о фокальной сейсмической зоне; здесь отмечаются лишь толчки с неглубоким очагом, хотя интенсивность землетрясений иногда довольно велика.

По всем этим особенностям, как и по гипсометрическому уровню структурообразования, системы островных дуг Палау и Яп близки к системам Восточно-Меланезийского подводного поднятия и поднятия Хантер-Фиджи. Часть описываемых систем имеет почти совершенно прямолинейную форму (Тонга-Кермадек, Изу-Бонин). В то же время системы дуг Марианской и Яп имеют максимальную кривизну среди всех известных дуговых систем западной части Тихоокеанского кольца. Криволинейность выражается в постепенном изменении простирания желоба; однако во всех случаях подводные поднятия дуги образуют серию прямолинейных кулисообразно располагающихся блоков, примыкающих под углом 45° к линии простирания желоба.

Системы дуг Марианской и Тонга-Кермадек, бонинская часть системы Изу-Бонин состоят из двух параллельных подводных хребтов, разделенных линейными депрессиями подводного рельефа. Передовые по отношению к фронту системы хребты имеют, в свою очередь, двухрядовое строение. Все известные вулканические центры приурочены к внутренней гряде передового хребта. В системах дуг Палау, Яп и на участке Изу системы Изу-Бонин параллельно желобу протягивается одиночный подводный хребет, состоящий из серии кулисообразно смещенных блоков, примыкающих под углом 45° к желобу.

Данные о дочетвертичной геологии рассматриваемых систем крайне ограничены. Донеогеновые отложения отмечены только на о-вах Яп, где имеются обнажения амфиболитов, метаморфических сланцев, лейкократовых гранитов и ультрабазитов. На о-вах Тонга в основании четвертичных вулканов залегают вулканические породы эоцена—олигоцена, туфы миоценового возраста и плиоценовые известняки. На южных Марианских о-вах в основании разреза отмечены липариты, андезиты, конгломераты туфогенные сланцы, песчаники, туфы и известняки эоцен-олигоценового возраста. Выше залегают миоценовые и плио-плейстоценовые известняки, туфы, песчаники, глины с пеплом и современные известняки. На о-вах Яп на известняки эоцена несогласно налегают вулканогенно-осадочные плио-плейстоценовые отложения. На о-вах Палау раннетретичные кислые вулканы перекрыты вулканическими породами с прослоями известняков, содержащими эоценовые фораминиферы. Выше залегают вулканогенно-осадочные породы, лигнитоносные слои плиоцена, песчаники и известняки плио-плейстоцена. Во всех перечисленных районах третичные отложения дислоцированы слабо. Интенсивная складчатость отсутствует.

Даже по этим отрывочным сведениям можно заключить, что полностью подтверждается мнение Г. Хесса (1952) об однотипности неогеновой истории развития этих тектонических систем и островных дуг нормального типа. Однако вулканические процессы в неогене на территории этих структур были менее интенсивными по сравнению с обычными островными дугами. Глубинное строение рассматриваемых тектонических систем изучено на о-вах Тонга и Изу методом сейсмозондирования (Raitt e. a., 1955; Hotta, 1970 — см. рис. 30). Мощность базальтового слоя коры к западу от желоба, под дугой увеличивается почти вдвое сравнительно с океаническим ложем к востоку от желоба. В районе вулканического пояса отмечаются аномальные скорости прохождения сейсмических волн в подкоровых горизонтах.

Г Л А В А IV. ТИПЫ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СИСТЕМ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХООКЕАНСКОГО КОЛЬЦА

Приведенные материалы позволяют выделить четыре основных типа тектонических систем западной части Тихоокеанского кольца. Ниже проводится сравнительный анализ основных черт структуры тектонических систем каждого выделенного типа.

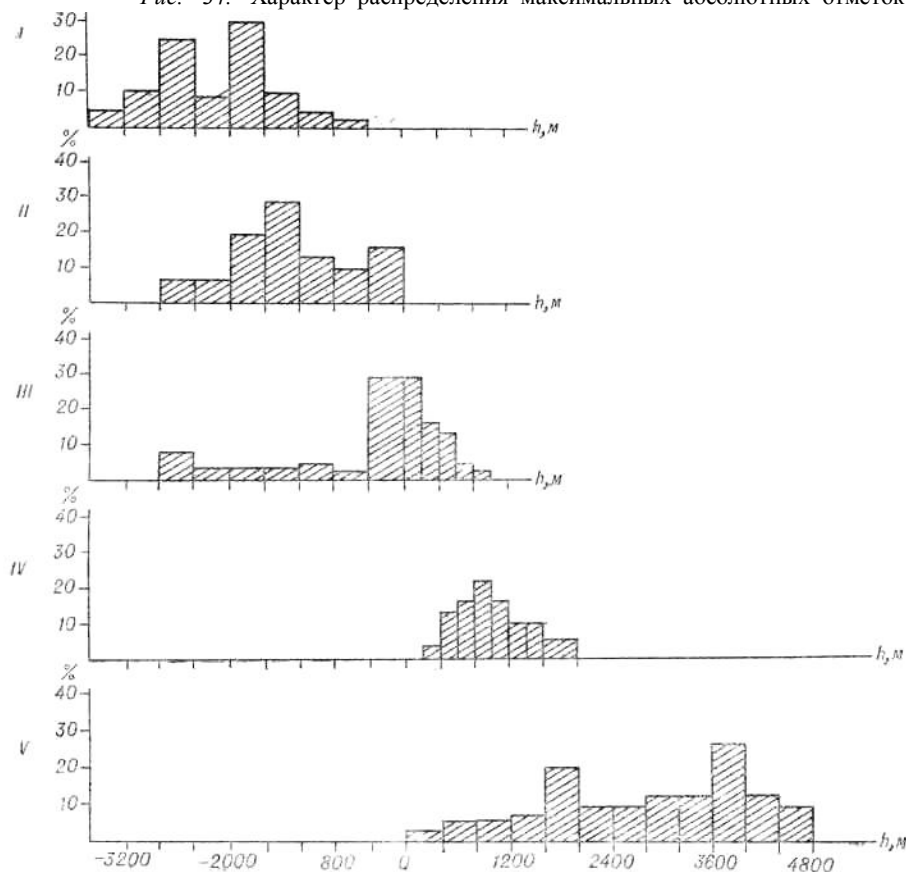
Тектонические системы островных дуг типа Курил и Изу-Бонин

Тектонические системы островных дуг объединены общностью структуры и вулканизма. В то же время среди них выделяются два основных существенно различных типа. Это тектонические системы островных дуг нормального типа (системы типа Курил), к которым относятся островные дуги Алеутская, Курильская, Зондская, Рюкю, Нов. Британии, Соломоновых о-вов и Новых Гебрид, и системы одиночных островных дуг и дуг, выдвинутых в сторону океана, таких как Яп, Марианская, Тонга, Кермадек, объединенных под общим названием систем типа Изу-Бонин.

Большая часть островных дуг развивается на фундаменте, образованном дислоцированными геосинклинальными толщами верхнего мела—палеогена. Формирование систем островных дуг как бы знаменует переход верхнемеловых — палеогеновых складчатых систем к новой фазе геосинклинального развития. В то же время дуга Рюкю в северной своей части и Зондская дуга в районе моря Банда имеют, как мы видели, явные признаки развития на основании, образованном более древними геосинклинальными толщами, и носят наложенный характер. Такая двойственная по отношению к складчатым комплексам фундамента природа островных дуг связана с тенденцией их развития по простиранью и переработкой по мере этого

%
40-1

Рис. 34. Характер распределения максимальных абсолютных отметок гряд



эрозионно-тектонического рельефа в различных типах тектонических систем
(I — Восточно-Тихоокеанское поднятие; II — тип Бонина; III — тип Курил;
IV — тип Камчатки; V — тип Тайваня).

процесса участков смежных структур. Крайнее выражение этой тенденции — наложение островной дуги Нов. Британии на край Новогвинейской тектонической системы в четвертичное время. Неравномерность развития островных дуг по простиранию отражается также в неоднородности мощности земной коры вдоль отдельных элементов структуры и неравномерности их современного поднятия; строение и мощность коры меняются в различных системах островных дуг и по простиранию одной дуги (например, Курильской) от субокеанической (12—18 км) до субконтинентальной (до 25 км). Максимальные отметки эрозионно-тектонического рельефа в поднятых блоках составляют на островных дугах типа Курил 800 м, типа Изу-Бонин — 0—200 м при наиболее развитых высотах на дугах типа Курил (—400) — (+400) м, а на дугах типа Изу-Бонин (—1600) — (—1200) м (рис. 34).

Главной чертой структуры островных дуг, как следует из сформулированного в начале книги определения, является зональность в распределении структурных элементов. Зональность, наблюдаемая в современном структурном плане, как правило, полностью наследует положение соответствующих структурных зон неогенового структурного плана. Перемещение структур может идти по простиранию системы с захватом все новых участков, но ни в одном случае не отмечено перемещения выделенных структурных зон вкост фронте системы. Другая общая особенность островных дуг — асимметрия их строения, проявляющаяся как в характерной зональности распределения структурных элементов, так и в глубинном строении, в частности наличии фокальной сейсмической зоны, погружающейся от фронта дуги к тыловой ее части. Рассмотрим общие черты каждого элемента структуры.

Фронтальную зону системы островной дуги образуют океанические желоба. На отдельных участках островных дуг, выдвинутых в сторону океана, они отсутствуют, а там, где развиты, имеют наибольшие глубины (до 10 000 м). На нормальных островных дугах желоба присутствуют повсеместно, хотя глубина их уменьшается. Желоба приурочены к четкой флекуре земной коры, вдоль их оси мощность ее резко уменьшается, и на внешней стороне желоба кора имеет нормальный океанический тип строения. Пограничное положение обуславливает и резкую асимметрию морфологии желобов: внешний их борт обычно более пологий (2—3, до 8°) и низкий, а внутренний, обращенный в сторону дуги, более крутой (до 15—18°) и высокий. Желоб имеет форму узкого телескопического грабена, по бортам которого развиты многочисленные разломы, морфологически выраженные резкими уступами дна. Телескопическое строение грабенов очень отчетливо: они резко сужаются сверху вниз — от 100 км на глубинах 3—4 тыс. м до 6—8 км на глубине более 8 тыс. м.

Г. Б. Удинцев (1960, 1964) и Г. Менард (1966) отмечают важную особенность морфологии желобов — наличие на их внутренней стороне многочисленных ответвлений, вытянутых под углом 45° к общему простиранию желоба и совпадающих со сдвиговыми зонами, рассекающими островную гряд. Ответвления эти — результат движений по разломам в пределах островной гряды. В то же время отмечается плавная дугообразность форм желобов, противостоящая четкому блоковому строению островных гряд. На периклинальном окончании систем островных дуг зачастую образуются резкие завороты простирания центриклинальных частей желобов в сторону, противоположную их обычной вытянутости (поворот на северо-запад окончания желоба Тонга, имеющего в целом северо-восточное простирание, разворот в северо-западном направлении окончания Алеутского желоба близ п-ова Кенай и т. д.). Вдоль внешней стороны желобов, как правило, фиксируется валообразное поднятие подводного рельефа. На нем располагаются гайоты и одиночные конусообразные горы — вероятнее всего, подводные вулканы.

Склоны желоба обычно террасированы. Ступени разграничены сбросовыми уступами и являются, по-видимому, верхней поверхностью глыб, перемещенных по разломам. В пределах желобов нет автохтонных вулканических образований: вулканические аппараты в желобах отсутствуют, и лишь в редких случаях на поперечных поднятиях, разделяющих несколько систем желобов, появляются конические подводные возвышенности, которые можно считать потухшими подводными вулканами. Такие формы известны на перемычке между Японским и Курило-Камчатским желобом и в северной части Марианского желоба. Г. Менард (1966) трактует эти поднятия как выступы дуги, прерывающие желоб. Разрез отложений, заполняющих желоб, имеет четкое ритмично слоистое строение. Почти во всех колонках грунтов имеются признаки переотложения осадков. В связи с тем, что заполняющий желоб осадочный материал поступает преимущественно с островных гряд, распределение мощностей осадков в пределах структуры асимметрично — максимальные мощности наблюдаются со стороны, прилегающей к островной дуге, откуда они оползают в желоб. На противоположной стороне желоба осадков сравнительно мало. Г. Менард указывает на большую роль суспензионных потоков, переносящих осадки вдоль

желоба, по его продольной оси. Им же отмечено оползание гайотов, расположенных на внешней стороне желоба, по направлению к его оси (Менард, 1966). Мощность осадочного чехла в желобах 1,5—2, до 2,5 км (данные по Алеутскому желобу), а в желобе Пуэрто-Рико даже 6—8 км.

Вдоль желобов вытягивается пояс интенсивных отрицательных изостатических аномалий силы тяжести (пояс Венинг-Мейнеца). Образование его долгое время объяснялось наличием прогиба земной коры — тектогена, заполненного мощными толщами осадков. Дж. Уэрзел (1970) показал, что, если в переходной области между блоками континентальной и океанической коры блок шириной 50—200 км опускается на 2—4 км в результате сбросов или сбросов и флексуры, возникает рельеф океанического желоба и связанная с ним гравитационная аномалия.

Всему пространству между стороной желоба, обращенной к островной гряде, и внешней грядой, включая и саму эту структуру, по данным глубинного сейсмического зондирования, соответствует зона резкого возрастания мощности коры, в основном за счет ее базальтового слоя. На Курильской дуге прогибу поверхности М соответствует прогиб осадочного чехла. Однако здесь наблюдаются резкие различия амплитуд прогибания: если максимальные прогибы осадочного чехла не превосходят по амплитуде 8—10 км, то на поверхности М они достигают 16—20 км, т. е. вдвое больше (Марков и др., 1967).

В тыловой части зоны повышенной мощности коры (т. е. прогиба поверхности М) в системах типа Курил располагается горстовая гряда поднятых блоков, определяемая обычно как геоантиклиналь внешней дуги. В пределах геоантиклинали внешней дуги наибольшим развитием пользуются верхнемеловые и нижнепалеогеновые кремнисто-вулканогенные толщи, часто прорванные интрузиями ультраосновных пород донеогенового возраста. Породы олигоценового и более молодого возраста, как правило, либо отсутствуют, либо локализируются в узких поперечных прогибах и представлены исключительно морскими мелководными осадками небольшой мощности. Из этого следует, что от олигоцена поныне эта структура выступала как геоантиклиналь. Геоантиклинали внешней дуги повсеместно разбиты правыми сдвигами (точнее, вероятно, сбросо-сдвигами), ориентированными под острым углом к простиранию всей системы дуги. Закономерная ориентировка зон сдвигов по отношению к простиранию оси желоба и затухание сдвигов в этом направлении, проявляющееся в отсутствии воздействия их на ориентировку желобов, свидетельствует о том, что развитие системы островной дуги идет в направлении от желоба к тыловой части системы, а также, возможно, о том, что вся система сдвигов опережает мощную зону дизъюнктивных нарушений, идущих вдоль желоба. Проявления неогенового и четвертичного вулканизма в геоантиклинали внешней дуги отсутствуют.

Внутренняя вулканическая дуга имеет сложную природу. Она образована толщами неогеновых осадков, мощность которых достигает 10 000 м. До 70% толщ составляет лавовый и в различной степени пережитый пирокластический материал. Фациальный анализ неогеновых отложений этой зоны показал, что на всем протяжении развития структуры осадконакопление шло в зоне мелководного шельфа при постоянном присутствии островной суши. Если учесть, что глубина прилегающих частей океана и окраинных морей очень велика, становится ясным, что вулканический пояс заложен на поднятии, а тектонический режим его территории в процессе развития вулканизма характеризуется устойчивым погружением. В современной морфоструктуре внутренняя дуга отчетливо выражена грядой рельефа, высота которой превышает 3000 м над уровнем дна окружающих морей. Как видим, эта структура имеет «биклиальное» строение: в поперечном разрезе она представляет собой овал, нижняя, синклиальная часть которого отражает процесс постоянного погружения, а верхняя, «антиклиальная» часть сформировалась в результате перекомпенсированного по отношению к прогибанию накопления вулканогенно-осадочных толщ и является в основе своей аккумулятивной структурой.

Структурами второго порядка на фоне пояса внутренней дуги являются системы горстов и грабенов, амплитуда которых составляет 300—500, до 1000 м. Они располагаются в виде системы эшелонов, ориентированных под углом 45° к зонам сбросо-сдвигов, пересекающих островную дугу, и, соответственно, идут под острым углом к простиранию самой дуги. Реже встречаются структуры такого типа, перпендикулярные к островной дуге и связанные с системой поперечных разломов. При этом вулканы приурочены к относительно погруженным участкам структуры — кровля дочетвертичного фундамента под вулканами, как правило, располагается либо на уровне моря, либо ниже его. Не известно ни одного случая приуроченности четвертичных вулканов к поднятым горстовым блокам в биклиальном поясе внутренней дуги. Можно констатировать общую связь пространственного распределения четвертичных вулканов во внутренней вулканической дуге с зонами опускания или отстающего поднятия. В наиболее поднятых участках внутренних вулканических дуг (например, на Яве) такие зоны отстающего

поднятия сливаются, образуя единую структурную форму — грабен-синклираль, которая вполне аналогична такого типа структурам в подвижных тектонических системах типа Камчатки. В каждом из рядов вулканы не образуют сплошной цепи, и плотность их на 100 км длины островной дуги редко превышает 2—6, лишь в единичных случаях достигая 10—12.

Итак, геоантиклиналь внешней дуги и биклиальная система внутренней дуги от конца олигоцена — начала миоцена до начала четвертичного времени представляли собой пару сопряженных структур со взаимобратным характером движений. Вулканизм в этот период развивается только в испытывающем общее погружение биклиальном поясе внутренней дуги. Можно лишь предполагать, как это делает, в частности, А. Е. Святловский (1967), что эпохам проявления вулканизма соответствовало воздымание внутренней дуги, что подтверждается обратным только что описанной общей картине суммарным распределением движений в обоих поясах в четвертичное время, т. е. в период активного вулканизма. Геоантиклинальный пояс внешней дуги, как правило, испытывает в этот период общее погружение, и гипсометрический уровень его либо ниже уровня моря, либо близок к нему. В то же время анализ распределения террасовых уровней в пределах биклиального пояса указывает на повсеместно прогрессирующее поднятие, а абсолютные гипсометрические отметки поднятых горстовых блоков достигают +500—800 м.

В немногих случаях, когда гипсометрический уровень горстовых систем внешней дуги достигает +2000—3000 м (блок Тимор в Зондской дуге, восточная часть Соломоновых о-вов), фундамент дочетвертичных отложений опущен до уровня моря или близок к нему, а четвертичные вулканы отсутствуют.

Можно сформулировать закон обратного соотношения движений в пределах поясов внешней и внутренней дуги и констатировать, что импульсы вулканических процессов проявляются в период, когда внутренняя дуга, имеющая общую тенденцию к погружению, испытывает относительно кратковременный импульс поднятия. При общем сходстве геологического строения системы типа Курил и типа Изу-Бонин, как видим, различаются по уровню поднятия, мощности коры, сейсмичности и, как будет показано в главе V, интенсивности и характеру вулканизма. Существенным различием является и то, что в системах типа Изу-Бонин обычная для нормальных островных дуг парная система структур (геоантиклиналь внешней дуги — вулканический пояс) выражена неотчетливо. Здесь в тыловой части общего вздутия дуги располагаются гряды вулканов. Все эти данные говорят об общей «вмятости» тектонических и вулканических процессов на системах этого типа.

Тектонические системы типа Камчатки

Тектонические системы, объединяемые под этим названием, включают Южный и Центральный блоки Камчатки, Северо-Восточную Японию, Кюсю, Филиппины (включая блок Северного Лусона), Суматру и Северный о-в Нов. Зеландии.

Они характеризуются мощной (35—40 км) корой с развитым гранитным слоем, т. е. приближающейся к нормальному типу континентальной коры. В противоположность островным дугам нормального типа здесь широко развиты породы палеозоя, нижнего и среднего мезозоя, а иногда и докембрия. Отнести это за счет различия в амплитуде поднятия нельзя, слишком обширны поля выходов этих отложений как во внешнем поясе геоантиклинальных поднятий, так и в тыловых частях тектонических систем Камчатки, Суматры, Японии, Нов. Зеландии и др. Консолидация их в виде единой зоны поднятия относится к концу верхнего мела — палеогену, но само участие в строении фундамента этих тектонических систем геосинклинальных толщ различного возраста, подвергшихся неоднократной складчатости, позволяет противопоставлять рассматриваемые типы подвижных структурных систем нормальным островным дугам, развивающимся на океанической коре и не имеющим длительной предыстории геосинклинального развития.

Характерным показателем длительного и многофазного геосинклинального развития систем типа Камчатки в донеогеновое время является широкое развитие здесь метаморфид, разновозрастных гранитоидных интрузий и гипербазитовых поясов. При этом мы сталкиваемся с резкой разнородностью возраста, формационной принадлежности и мощности донеогеновых толщ. Так, на самой Камчатке наиболее древние отложения (вне метаморфид Малкинского свода) принадлежат к кремнисто-вулканогенной формации верхнего мела. В Северо-Восточной Японии во внешнем геоантиклинальном поясе развиты палеозойские отложения, а в Юго-Западной

Японии в аналогичной структурной позиции располагаются юрско-палеогеновые толщи комплекса Шиманто. Тыловая часть Юго-Западной Японии в меловое время близка по характеру вулканизма к Восточно-Азиатскому наложенному вулканическому поясу. На Северном о-ве Нов. Зеландии внешний геосинклинальный пояс (хр. Руахине и Римутак) образован юрскими граувакками. Следовательно, системы типа Камчатки в целом имеют наложенный характер и развиваются на очень разнородном фундаменте. В ряде районов, как и для некоторых систем островных дуг, неогеновой фазе предшествует развитие геосинклинальных комплексов верхнего мела — палеогена: кремнисто-вулканогенных толщ, спилито-кератофировых вулканических комплексов, интрузий гипербазитов.

В неогене в структурном плане этих тектонических систем (см. главы I, II) обнаруживается единая зональность структурных элементов, присущая нормальной островной дуге: поднятие фронтальной зоны, образованное складчатым поясом донеогеновых отложений, испытавшим воздействие мел-палеогеновой орогении, и неогеновый пояс известково-щелочных вулканических пород, приуроченный к зоне прогибания, образующей второй эшелон структуры. Очень характерно, что на месте желоба в системе структур неогенового времени присутствуют узкие линейные прогибы, выполненные чисто осадочными толщами пород мощностью до 10 000 м. Таковы Восточный прогиб Нов. Зеландии, прогиб, на месте которого сформировались острова к юго-западу от Суматры, Восточно-Камчатский неогеновый прогиб. Положение этих структур, форма их и мощности заполняющих осадков, полное отсутствие в их пределах проявлений вулканизма позволяют считать их аналогами заполненных желобов.

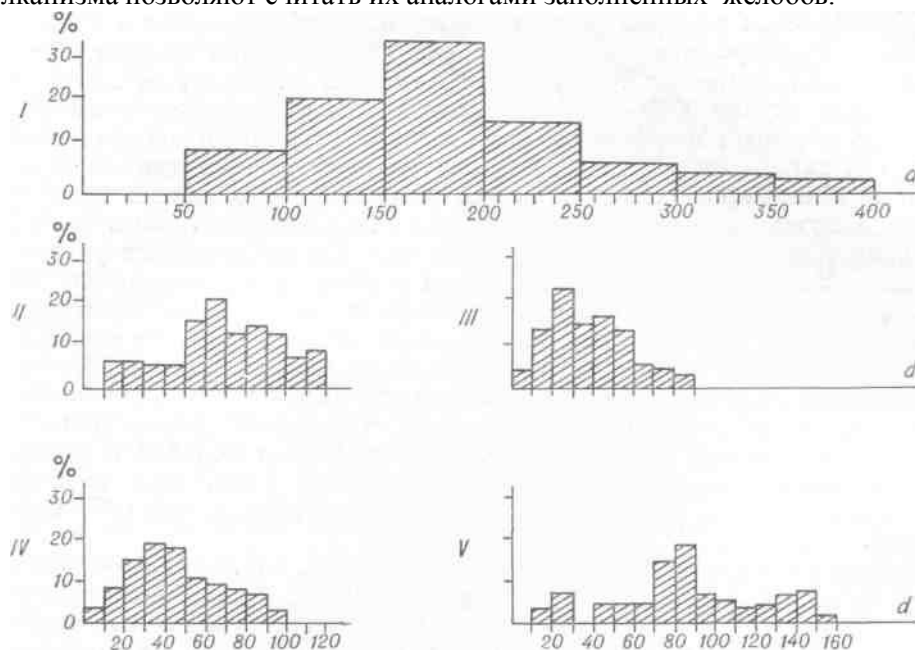


Рис. 35. Ширина морфоструктур в различных типах тектонических систем (римские цифры означают то же, что и на рис. 34).

Этот вывод, кроме того, подтверждается, во-первых, сменой снизу вверх по разрезу осадков, характерных для глубоководных зон, осадками все более мелководными и, наконец, даже носящими субконтинентальный характер. Во-вторых, прямым примыканием всех этих прогибов, видимо не случайным, к современным желобам. Особенно показательно соотношение Ново-Британского желоба и Северного прогиба Нов. Гвинеи, переходящих по простираанию друг в друга, и пример впадины Канто в центральной части Хонсю, представляющей собой заполненную часть ответвления Изу-Бонинского желоба. С единством неогенового структурного плана этих тектонических систем связано преобразование разнородных жестких блоков фундамента, приобретающих общую Z-образную в плане форму. Таковы Z-структуры Камчатки, Северо-Восточной и Юго-Западной Японии, Филиппин, Нов. Зеландии.

В верхнеплиоцен-четвертичное время в тектонических системах типа Камчатки происходит резкая перестройка структурного плана. Прежде всего изменяется уровень поднятия современного эрозионно-тектонического рельефа сравнительно со смежными островными дугами. Максимальные абсолютные отметки водоразделов поднятых блоков здесь достигают 2000 м при среднем их уровне 800—1000 м. Возрастает ширина морфоструктур (рис. 35). Пояс глубокофокусных землетрясений полностью исчезает, и наиболее глубокие среднефокусные

землетрясения распределяются не в виде сплошной полосы, а вдоль секущих основную структуру зон (см. описание сейсмических поясов Камчатки, Суматры, Нов. Зеландии, Японии и т. д.). Появляется рой эпицентров мелкофокусных землетрясений не только в зоне выхода на поверхность фокальной плоскости, но и вне связи с ней по всей ширине структуры. Как правило, эти землетрясения четко коррелируются с разломами, установленными геологически (разлом вдоль границы Кумроча и Центральной Камчатской депрессии, грабен Эссо, разлом Сторож и грабен р. Шапиной на Камчатке и др.).

Морфология желобов резко изменяется. Наиболее яркие в этом отношении примеры представляют желоба Юго-Западной Японии, Новогвинейский и депрессия Хикуранги. Общим для них является обмеление до средних глубин 3000—5000 м, утрата формы узкого телескопического грабена, плоское и широкое дно и постепенный переход к океаническому ложу. К такого же рода желобам, как явствует из приведенных описаний, приближается часть Яванского, расположенного против Суматры, часть Алеутского у п-ова Аляска и часть Курило-Камчатского желоба, расположенного против Камчатки. Тем не менее, на отдельных участках желоба, развитые вдоль структур типа Камчатки, сохраняют глубины и морфологию, близкие к обычному типу, развитому близ нормальных островных дуг (Филиппинский и Японский желоба, часть Курило-Камчатского). Общая «дряхласть» геоморфологического облика желобов связана, прежде всего, с ускоренным их заполнением за счет интенсивного размыва быстро поднимающихся смежных складчатых систем. Дополнительное воздействие оказывает и то, что в отличие от желобов островных дуг, развивающихся на субстрате океанической коры, они зачастую накладываются на более приподнятые блоки шельфа (желоб Хикуранги).

В ходе этой перестройки четкая зональность нормальной островной дуги (внешний невулканический геосинклинальный пояс — внутренняя зона биклинали, где концентрируются проявления вулканизма), характерная для неогенового структурного плана этих систем, утрачивается. Вместо нее возникает эшелонированная система нескольких невулканических поднятий — своеобразных аналогов внешней дуги, разделенных системами грабен-синклиналей, в которых локализуются вулканические пояса. Последние структуры являются, таким образом, аналогами внутренней дуги. При этом, если в нормальных двойных дугах внешняя геосинклиналь, как правило, имеет однотипную геологическую природу (складчатый пояс мела — палеогена), то при переходе к структурам модифицированных островных дуг в системе невулканических геосинклинальных поясов консолидируются совершенно различные по геологической истории элементы. Прежде всего, это сами геосинклинальные системы бывшей внешней дуги. Далее — поднятые участки заполненных желобов (поднятия островов к юго-западу от Суматры, Восточный прогиб Северного о-ва Нов. Зеландии и Северный прогиб Нов. Гвинеи). Сюда же примыкают участки бывших внутренних дуг, где вулканизм завершается в плиоцене, после чего они вовлекаются в процесс поднятия. Таковы структуры орогена Сонда на Суматре, Козыревско-Быстринская система поднятий и поднятия Южно-Быстринского хребта и Тумрока на Камчатке, поднятия третичных вулканических поясов в тыловой зоне Японии и т. д. Наконец, в эту же систему поднятий включаются и структуры типа Срединного массива (Малкинский свод) на Камчатке или типа *i* орогенической системы Хидака на Хоккайдо. Как видим, все это очень разнородные по геологической природе структурные элементы, объединенные общим для всех них процессом поднятия в четвертичное время, в ходе которого они формируют единую систему геосинклинальных поднятий.

В процессе общего поднятия неогеновые передовые прогибы (типа Восточно-Камчатского неогенового или Восточного Нов. Зеландии) отмирают. Отдельные их участки либо, как уже говорилось, вовлекаются в поднятие внешнего геосинклинального пояса, либо на них накладываются вулканические пояса верхнеплиоцен-четвертичного времени (грабен-синклиналь Восточной Камчатки). Общий фронт тектонической системы при этом резким скачком перемещается в сторону океана. Подобный миграционный план развития некоторых участков тектонических систем типа Камчатки также резко отличает их от нормальных островных дуг, для которых характерно стабильное положение геосинклинали внешней дуги и вулканического пояса по крайней мере с олигоцена. Новым является то, что в системах типа Камчатки почти повсеместно образуются линейные структуры типа грабен-синклиналей или типичных грабенов, контролирующих положение четвертичных вулканических поясов. Образование таких структур свидетельствует о резком различии интенсивности движений, испытываемых системами типа Камчатки, сравнительно с нормальными островными дугами.

Отметим также резкое увеличение масштабов вулканической деятельности в пределах областей типа Камчатки сравнительно с вулканическими поясами, расположенными на

неогеновой биклинали нормальной островной дуги. Покров четвертичных вулканических пород на островных дугах нормального типа развит в виде отдельных пятен, составляя не более 30—40% площади биклиналильного пояса. В системах типа Камчатки четвертичные вулканические породы образуют, как правило, сплошной покров, а количество крупных вулканических центров на 100 км длины составляет 10—14. Сравнение диаметров и относительной высоты одновозрастных и однотипных вулканов Курил и Камчатки позволяет подойти к сопоставлению объемов единичных вулканических построек, образовавшихся в разных геоструктурных условиях за один и тот же интервал времени (рис. 36). Единый максимум относительной высоты вулканов Камчатки и Курил, по-видимому, обусловлен фактором морфологической емкости, определяющим предел устойчивости формы под действием давления магматической колонны. Диаметр же вулканов прямо характеризует величину растекания потоков, которая зависит от количества поступающего магматического материала и степени его вязкости. Оба эти параметра резко различны для вулканов Камчатки и Курил. Средние и максимальные объемы для морфологически однотипных вулканов Камчатки и Курил различаются почти в 5 раз в пользу Камчатки. Закономерность эта хорошо видна и для других районов. Так, на продолжении вулканической зоны Рюкю на о. Кюсю

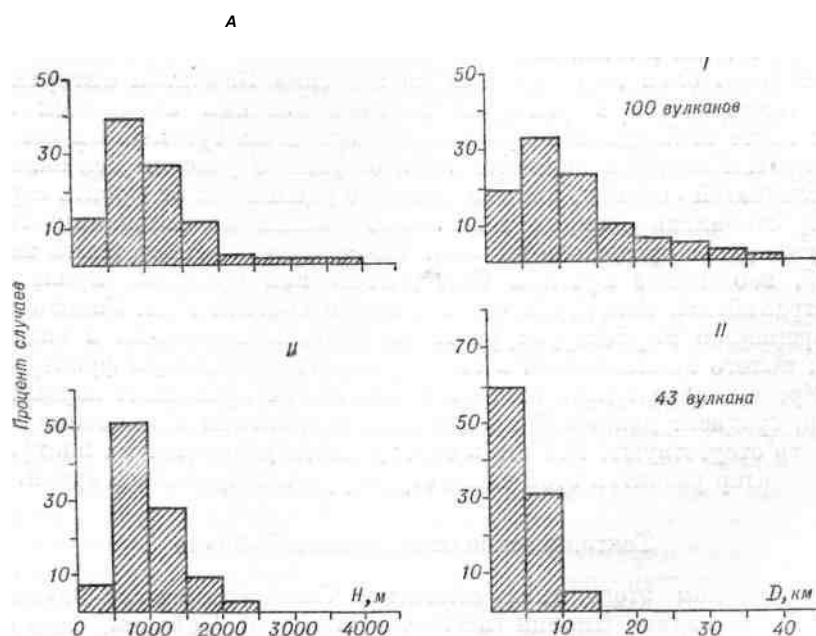


Рис. 36. Частота встречаемости диаметров (А) и относительной высоты (В) вулканических сооружений (I — стратовулканы и щитообразные вулканы Камчатки, II — Курил).

появляются такие гигантские вулканические постройки, как докальдерные щиты Асо, Унзена и др. с диаметром основания, превышающим 25—30 км. На продолжении Курильской островной дуги на Хоккайдо расположены вулканы Кутчаро и Акан диаметром 20—25 км. На сочленении зоны Изу-Хаконе с Хонсю располагаются Хаконе (20—25 км в основании древней постройки) и Фудзи (30 км). Список примеров можно легко пополнить, рассматривая продолжение вулканической гряды Тонга-Кермадек на Северном о-ве Нов. Зеландии, Алеутской островной гряды на Аляске и Зондской дуги на Яве и Суматре.

Ниже, в главе VI, констатируется резкое возрастание не только объемов единичных вулканов или плотности вулканических центров на 100 км длины вулканического пояса, но и скорости эволюции четвертичного вулканизма в тектонических системах типа Камчатки сравнительно с островными дугами нормального типа.

Для четвертичного вулканизма систем типа Камчатки характерно резкое возрастание роли кислого вулканизма. Показателем этого служит изменение размеров кальдер. На островных дугах нормального типа средний размер кальдер 2—4 км, а крупнейшие из них не превышают 8—10 км (кальдера Кикаи в северной части дуги Рюкю). Средний размер кальдер на тектонических системах типа Камчатки 8—12 км. В то же время здесь развиваются огромные комплексы кольцевых структур, таких как Карымская, Семячискская, Ичинская, Толбачикская на Камчатке, Харохаро и Мокаи в Нов. Зеландии, Тоба на Суматре, Эйра, Ата, Асо на Кюсю и т. д., размеры

которых от 15—20 до 60—100 км в поперечнике. Проявления трещинного и ареального вулканизма в западной части Тихоокеанского подвижного пояса локализируются только в пределах тектонических систем типа Камчатки. Таковы ареальные излияния Камчатки, района Сокадана на Суматре, Филиппин, северо-западной части Нов. Зеландии. Близки к тому же типу вулканы групп Куджу и Киришима на Кюсю. Вулканизм такого типа на нормальных островных дугах полностью отсутствует. Факт появления ареального вулканизма лишь в структурах этого типа свидетельствует о достижении ими определенной стадии жесткости.

Наконец, близ тектонических систем типа Камчатки отмирают или резко сокращаются в размерах тыловые впадины окраинных морей. На их месте наблюдаются прогибы, выполненные третичными осадками, фундаментом которых являются либо отдельные участки мел-палеогеновой складчатой системы, либо (в наиболее удаленных от фронта структур частях) стабилизированные зоны более ранней консолидации: герцинской или ранне-среднемезозойской. Таков Западно-Камчатский тыловой прогиб, неогеновые прогибы Северо-Восточной Суматры, прилегающая к Австралийской платформе часть Южного прогиба Нов. Гвинеи и т. д. В современной морфоструктуре такие прогибы выражены в виде пенеппена, полого наклоненного в сторону, противоположную фронту структур. Уровень абсолютных отметок пенеппена не превышает первых сотен метров, градиент движений крайне мал, проявления вулканизма и сейсмичность отсутствуют. Все это в совокупности указывает на платформенный характер развития этой части структуры в современное время.

Тектонические системы типа Тайваня

К системам этого типа относятся Северо-Камчатско-Олюторский блок, Юго-Западная Япония (исключая о. Кюсю), Тайвань, блок Северного Лусона, Нов. Гвинея, Южный о-в Нов. Зеландии. Дочетвертичное развитие этих систем сходно с тем, которое испытали тектонические системы типа Камчатки. Здесь точно так же отмечаются разнообразные комплексы складчатых толщ донеогенового возраста, на которые накладывается зональная система структур неогенового времени, следующая нормальной зональности островных дуг. Единственным исключением является Южный о-в Нов. Зеландии, где в третичное время на жестком основании развиваются прогибы, выполненные чисто осадочными толщами, а зоны известково-щелочного вулканизма отсутствуют.

В четвертичное время системы типа Тайваня испытывают общее поднятие. Максимальные абсолютные отметки современного эрозионно-тектонического рельефа достигают 4800 м, а средний уровень высот 3600—4000 м. Разнородные тектонические элементы неогенового структурного плана консолидируются в единую горную систему, на которую наложены системы грабенов и межгорных впадин. Полностью отмирает сейсмофокальная зона, сохраняются лишь мелкофокусные землетрясения. Только на отдельных участках имеются землетрясения с глубиной очага до 70 км; они либо приурочены к зонам резкого разворота простираний структур (юго-западная оконечность Южного о-ва Нов. Зеландии), либо находятся близ побережья океана (Сикоку). Желоба, как правило, также исчезают. Так, Курило-Камчатский желоб полностью выклинивается в районе Камчатского залива; отсутствуют желоба в районе Южного о-ва Нов. Зеландии, Северных Филиппин, Тайваня, центральной части Нов. Гвинеи. Сочленение с блоками океанических структур происходит по флекуре земной коры, совпадающей с уступом континентального склона. Лишь вдоль Юго-Западной Японии и западной части Новой Гвинеи прослеживаются пунктирные системы впадин, принадлежащие желобам того же, резко измененного типа, который характерен для тектонических систем типа Камчатки.

Для систем типа Тайваня характерно общее отмирание вулканических поясов неоген-нижнечетвертичного времени, как самостоятельных элементов структуры. Проявления вулканизма концентрируются преимущественно на участках сочленения этих областей с периклинальным замыканием подвижных систем других типов и служат прямым продолжением смежных вулканических поясов. Можно говорить о проявлении здесь «сателлитового вулканизма» в том смысле, как понимает этот термин Ю. М. Пушаровский (1966): разломы, связанные с одной тектонической системой, проникают в прилегающие участки смежной области другого типа. Вулканы области Папуа в Нов. Гвинее прямо продолжают вулканические пояса нормальных островных дуг Нов. Британии и о-вов Д'Антркасто и резко накладываются на разнородные структуры в пределах острова. Аналогичное положение занимают вулканы п-ова Вогелкоп на западе Нов. Гвинеи, тесно связанные с вулканическим поясом Зондской дуги, вулканы района Тайбэя на Тайване, продолжающие вулканический пояс дуги Рюкю, и главный район

четвертичного вулканизма в Корякском нагорье, располагающийся на продолжении Центральной Камчатской депрессии в пределы Олюторского прогиба и частично в структуры его обрамления. Единичные вулканические проявления развиваются здесь и вне связи с зонами сателлитового вулканизма, как правило, в тектонически наиболее ослабленных участках: либо на своде поднятий, либо на сочленении поднятий и прогибов, в участках пересечения ослабленных зон фундамента. Единичные вулканы либо аккумулятивно насажены на рельеф и не приурочены к самостоятельным морфоструктурам, либо располагаются в пределах округлых в плане вулканотектонических депрессий, представляющих собой как бы выродившийся тип грабенов. Таковы вулканические проявления района Опухи в Корякском нагорье, Хангар в сводовой части Срединного массива Камчатки, на п-ове Банкс и в районе Данидин на Южном о-ве Нов. Зеландии, в пределах Южного прогиба Нов. Гвинеи, а также на островах Внутреннего моря между Юго-Западным Хонсю и Сикоку. Как видно из описаний, системы современных грабенов ярко выражены на Тайване и Нов. Гвинее. Тем не менее, проявления вулканизма вдоль них или в связи с ними отсутствуют. Не исключена возможность того, что магма в этих районах не достигает поверхности и локализуется в интрузивных телах. Вообще резкое ослабление интенсивности вулканизма в тектонических системах типа Тайваня, по всей видимости, связано с тем, что амплитуда поднятия переходит через определенный предел, осложняющий проникновение магмы к поверхности.

Природа островных дуг и близких к ним тектонических систем

Мнение о возникновении островных дуг и близких к ним тектонических систем как шовных структур, связанных с надвиганием континента на океан, вряд ли справедливо. Положение систем островных дуг на границе океан—континент, скорее, частный случай, чем общее правило. Не менее обычно, как мы видим, симметричное расположение этих систем по периферии жестких массивов: архипелаг Бисмарка, система Нов. Гебрид и подводных поднятий Восточно-Меланезийского и Хантер-Фиджи, восточная часть Зондской дуги (см. рис. 33). При этом плоскости скалывания, выраженные фокальной сейсмической зоной, в каждом случае падают под центральный жесткий блок. Такой план пространственного положения этих систем вполне соответствует распределению альпийских складчатых систем по периферии жестких блоков срединных массивов. Известно, что кора срединных массивов обычно утонена и имеет характер, переходный к океаническому типу (Славин и др., 1980). В этом смысле она аналогична коре жестких массивов, по периферии которых расположены островные дуги. Учитывая все это, можно прийти к выводу о том, что глубинная зона скалывания генерируется не за счет взаимного перемещения разнородных жестких блоков, между которыми располагается система островной дуги, а есть следствие развития самой подвижной системы в результате подкоровых перемещений масс.

В связи с общим положением дуг на границе океан—континент существует и другой вопрос: происходит ли надвигание островных дуг и близких к ним тектонических систем на смежные структуры или поддвигание последних под островные дуги? Важность этого вопроса усугубляется появлением теории расширения (спрединга) океанического дна, согласно которой островные дуги представляют собой реакцию на разрастание океана, а вулканизм их связан с переработкой «подвинутых» под островные дуги пластин океанической коры (Oliver, Sykes, Isaaks, 1969).

Для решения этого вопроса надо учесть ряд моментов. Первый из них — расположение в некоторых случаях перед фронтом островной дуги структур с корой континентального типа и наличие в юго-западной части Тихого океана «перевернутых» по отношению к границе океан—континент островных дуг. Так, фронтальная часть Зондской дуги в ее восточной части (к востоку от Тимора) контактирует не с океаном, а с шельфом Австралийского материка. Собственно, островная дуга здесь наложена на край шельфа, связанная с ней сейсмофокальная зона погружается на север-северо-запад в сторону от шельфа (см. рис. 32,33). Юго-западная часть Ново-Британской островной дуги наложена на оконечность Нов. Гвинеи. Сейсмофокальная зона падает на север и северо-запад в сторону Ново-Гвинейского моря, т. е. перед фронтом дуги расположен не океан, а горные системы Нов. Гвинеи. Сейсмофокальная зона Соломоновых о-вов имеет падение в сторону океана. Аналогичным образом ориентирована и сейсмофокальная зона Нов. Гебрид. Второй момент — подвороты сейсмофокальных зон в местах их центриклинального замыкания (например, на Камчатке и у северного окончания дуги Тонга). Эти данные наряду с отмеченным Ю. М. Шейнманном (1965) «антагонизмом» в распределении срединно-океанических хребтов и островных дуг, т. е., структур, где предполагается разрастание океанического дна, и структур предполагаемой компенсации этого процесса, не позволяют, как мне представляется,

применить теорию «спрэдинга» для объяснения генезиса островных дуг и сходных с ними структур.

Следующий вопрос — место островных дуг в развитии складчатых систем. В значительной части случаев стадия островных дуг естественно продолжает развитие верхнемеловых-палеогеновых геосинклиналей. При этом отмечается смена кремнисто-вулканогенных толщ и типичной для них спилито-кератофировой серии вулканических пород ранних стадий развития нормальной зональностью островных дуг с известково-щелочным вулканизмом. Сходство островных дуг с альпийскими складчатыми зонами на определенной стадии их развития отмечалось и ранее (Шейн-манн, 1967). В то же время в связи с тенденцией развития островных дуг по простиранию происходит наложение этих систем на разнородные по предшествующей геологической истории блоки. Примеры наложения островных дуг на разнородные складчатые блоки фундамента в западной части Тихоокеанского кольца приводились выше. Крайнее выражение этих явлений наблюдается в восточной и южной частях Тихоокеанского кольца: в Западной Канаде (на участке между Аляской и Каскадными горами) и Антарктиде верхненеогеновые-четвертичные вулканические пояса накладываются на жесткие глыбы разнородного консолидированного фундамента.

При анализе соотношения выделенных типов подвижных тектонических систем в ходе их развития ключевым является единство зональности всех этих систем и развитых в них формаций в неогене. Различия на этом этапе сказываются лишь в мощностях и степени полноты тех или иных формационных рядов. При резком различии возраста, мощности и формационной принадлежности толщ, выходящих в пределах внешних геоантиклинальных поясов различных районов, они обладают единым строением коры. Формирование прогиба земной коры между желобом и системой островной дуги (или желобом и тектоническими системами типа Камчатки), таким образом, не связано с поверхностным накоплением осадков. Образование мощной коры в этой зоне обусловлено возникновением единой системы зональности островных дуг и близких к ним тектонических систем в неогене. Заметим, что В. С. Волхонин и Э. И. Лишневский (1960) в Приморье установили отсутствие связи гравитационных аномалий, отражающих положение поверхности M , с доплиоценовыми структурами. Распределение аномалий силы тяжести контролируется, по их данным, исключительно новейшими структурами, созданными в постплиоценовое время. Ниже мы увидим, что увеличение мощности коры во фронтальной зоне островных дуг и близких к ним тектонических систем связано с надвиганием фронта этих систем на смежные блоки. Параллельно, как видно на примере системы Хидака (Хоккайдо), при образовании внешних геоантиклинальных поясов в них развиваются процессы глубокого метаморфизма и происходит внедрение гранитоидных интрузий.

Резкая перестройка структур в плиоцен-четвертичное время приводит к формированию специфических черт выделяемых типов тектонических систем. Решающую роль при этом играют, по-видимому, унаследованные свойства того субстрата, на котором развивалась система островной дуги. Так, для тектонических систем типа Изу-Бонин, развивающихся на субстрате океанической коры, характерна общая вялость тектонических процессов. Отдельные системы этого типа (Яп, Палау, Хантер-Фиджи, Восточно-Меланезийское поднятие) испытывают общее погружение, и сейсмофокальные зоны и вулканизм здесь отмирают. Участки тектонических систем типа Камчатки и Тайваня, заложившиеся на основании складчатых систем предшествующих эпох, в четвертичное время резко ускоряют темп развития и вступают в новые его фазы. Расположены такие более зрелые структуры не случайно: они повсеместно приурочены либо к участкам сочленения различных секторов подвижного Тихоокеанского пояса, либо к примыканию систем островных дуг к стабилизировавшимся областям. Первое, как было показано при описании структур, относится к Филиппинам, Японии, Суматре, Нов. Зеландии, Нов. Гвинее, второе — к Камчатке и Аляске. Эти районы являются, следовательно, своеобразными центрами стабилизации в пределах подвижного пояса.

Ниже, в главе VI, показано, что скорость развития системы типа Камчатки продолжает прогрессивно нарастать в течение четвертичного периода. Различие скорости развития структур в четвертичное время, видимо, и было положено в основу неоднократных высказываний о том, что различные типы подвижных областей периферии Тихого океана отражают различную стадию единого ряда эволюции структурных форм. И особый характер развития территорий систем типа Камчатки и Тайваня в донеогеновое время, и резкое ускорение их развития в четвертичный период, по-видимому, следствие особой подвижности районов, расположенных в зонах сочленения отдельных секторов подвижного пояса.

Заклучение о том, что выделенные типы подвижных областей являются членами

эволюционного ряда развития структур, позволяет подойти к вопросу о природе и относительной значимости тех или иных структурных форм и их корреляции с установившейся тектонической номенклатурой для различных этапов эволюции геосинклиналей и складчатых поясов. Принимая во внимание всю совокупность элементов развития структуры (морфология структур, гипсометрический уровень структурообразования, характер вулканизма, тип осадков и т. д.), можно провести следующую аналогию между выделенными типами подвижных областей и крупными стадиями развития складчатых систем: островные дуги системы типа Бонина и Курил — геосинклинали, соответственно, на средней и поздней стадиях развития; системы типа Камчатки — ранняя стадия орогена; Корякское нагорье, Тайвань, Нов. Гвинея, Южный о-в Нов. Зеландии — зрелая фаза орогена.

Видно, далее, что элементы структуры подвижных областей имеют преходящий характер — они связаны с той или иной фазой их развития. Заполнение прогибов идет за счет механического привноса осадочного материала из смежных зон поднятия или вулканических областей, т. е. можно говорить о развитии здесь аллохтонного типа осадков. Единственным исключением являются вулканические пояса, они выступают в качестве сквозного типа структур, изменяя лишь свою морфологию. Они заполняются за счет поступления магматического материала из мантии, так сказать *in situ*, т. е. непосредственно в пределах этих структур. Более того, поступающий здесь на поверхность вулканический материал — это важный источник заполнения прогибов других типов, куда он переносится в виде вулканогенно-осадочных продуктов. При переходе тектонической системы от одной фазы развития к другой скачкообразно изменяются характеристики состояния структуры. Так, на рис. 34 видна резкая дискретность основных уровней поднятия в структурных областях выделяемых типов. Дискретность эта хорошо выражена также в виде скачкообразного изменения уровней высот водоразделов, сложенных до-четвертичными отложениями, при стыке разнотипных структурных областей (соотношения внешней зоны дуги Рюкю с соответствующими структурами Кюсю и Тайваня, дуги Кермадек с Северным о-вом Нов. Зеландии или хр. Мак-Куори с Южным о-вом Нов. Зеландии и т. д.).

Однако дело не ограничивается простым эффектом поднятия; одновременно происходят существенные преобразования, меняющие природу структуры и указывающие на резкие различия в интенсивности и типе подкоровых процессов в каждом из выделяемых типов областей. Прежде всего направленно изменяются мощность и строение коры: от утоненной коры с повышенной мощностью базальтового слоя, но без гранитного слоя в островных дугах типа Изу-Бонин через серию переходных типов в островных дугах типа Курил (мощность 20—25 км и неразвитый гранитный слой), приближающихся к континентальной в структурах типа Камчатки (однако несколько утоненной — 25—30 км и дифференцированной по площади, с уменьшенной мощностью гранитного слоя), до типично континентальной в областях типа Тайваня и Южного о-ва Нов. Зеландии. Ширина отдельных морфоструктур резко изменяется в областях различных типов (см. рис. 35), что указывает на различную степень дифференциации структурных форм, присущую каждому из них. Изменение идет от очень крупных структур, охватывающих всю ширину подвижной области на стадии срединно-океанических хребтов, к наибольшей степени их дробления в островных дугах и затем к постепенному увеличению ширины структуры в каждом из последующих типов. Этот процесс отражает, по-видимому, постепенную консолидацию структуры.

Сходные изменения претерпевает и сейсмичность подвижных областей. На стадии островных дуг, выдвинутых в сторону океана, землетрясения концентрируются в фокальной сейсмической зоне, максимальная глубина землетрясений 400—600 км. На стадии двойных островных дуг имеет место отрыв глубокофокусных землетрясений от фокальной сейсмической плоскости — гипоцентры их обособляются в виде полосы, отделенной от наиболее глубоких центров землетрясений, связанных с фокальной плоскостью, зоной полного отсутствия сейсмических толчков. В тектонических системах типа Камчатки максимальная глубина землетрясений, как правило, не превышает 150—250 км. В системах типа Тайваня сейсмофокальные зоны отсутствуют и отмечаются лишь землетрясения с глубиной очага до 30—40 км. Смысл этого изменения глубин очагов землетрясений можно понять из работы Р. З. Тараканова и Н. В. Левого (1967). Рассматривая распределение максимальных магнитуд землетрясений с глубиной, они выделяют минимумы кривой на глубинах 60—80, 110—150, 220—290 и 400—460 км. На этих же глубинах получены отклонения при анализе скорости поперечных и продольных волн, амплитуд продольных и поперечных волн, отношений амплитуд и скоростей, производных эмпирических годографов. Отмечая, что глубины 60—80 и 110—150 км практически совпадают с глубиной зоны пониженной скорости, соответственно, для продольных и поперечных волн, выделенной Б.

Гутенбергом, авторы предполагают, что все перечисленные интервалы глубин отвечают слоям с пониженной прочностью вещества по сравнению с чередующимися с ними прочными слоями. Таким образом, изменение глубины очагов землетрясений в подвижных областях отражает активизацию и последующее затухание активности различных дискретных уровней астеносферы.

При погружении территории тектонической системы ниже уровня моря или, напротив, поднятии ее выше определенного уровня вулканизм и сейсмичность затухают. Примером затухания вулканизма и тектонической активности при погружении являются системы дуг Яп, Палау, Восточно-Меланезийское поднятие, дуга Хантер-Фиджи и подводные хребты к северо-западу от Нов. Зеландии; пример консолидации горных стран, отмирания сейсмичности и вулканизма при поднятии — системы типа Тайваня. На участках нормальных островных дуг и структур типа Камчатки, где высота современного горного рельефа в зоне тектонического поднятия превышает 1500 м, вулканические пояса либо выклиниваются, либо исчезают совсем (некоторые области Северной Суматры и Северных Филиппин). Возможно, этим объясняется и удивлявшее Р. ван Беммелена отсутствие вулканических проявлений в той части Зондской дуги, которая располагается против поднятых блоков Тимора. Очевидно, имеется какое-то закономерное соотношение энергетики и вулканического процесса.

В некоторых случаях наблюдается смешение признаков выделяемых типов подвижных систем. Примером начальной стадии перехода от двойных островных дуг к системам типа Камчатки служит район Северо-Восточной Японии, охватывающий Северо-Восточное Хонсю (к северу от Фосса-Магна) и юг Хоккайдо (на юго-запад от орогенической системы Хидака). Общая амплитуда поднятия, исчезновение землетрясений глубже 100—120 км, массовые выбросы кислой пирокластики, появление двух параллельных поясов четвертичных вулканов, наконец, история развития района приближают его к структурам типа Камчатки. Однако относительно небольшая мощность коры, отсутствие сплошного поля развития четвертичных вулканических пород в вулканических поясах, отсутствие ареального вулканизма, близость морфологии желоба к нормальному типу, несмотря на некоторое уменьшение его глубины, прямой стык в тыловой части структуры с впадиной Японского моря — все это сближает данный район с дугами нормального типа. Переходным от структур типа Камчатки к системам типа Тайваня является район Юго-Западного Хонсю и Сикоку, между Кюсю и Фосса-Магна. Ряд признаков — амплитуда поднятия, характер сейсмичности, отсутствие действующих вулканов — сближают этот район с системами типа Тайваня, а характер зональности проявлений четвертичного вулканизма, присутствие реликтовой формы желоба, мощность коры обычны для тектонических систем типа Камчатки.

Ведущими признаками, изменение которых происходит геологически мгновенно, являются скорость поднятия, характер сейсмичности, тип и характер вулканизма. Преобразование мощности коры и отмирание отдельных элементов структуры более растянуты во времени — эти процессы более консервативны.

Далее, важно отметить возможность эволюции подвижных систем с выпадением той или иной из отмеченных стадий. Так, судя по имеющимся описаниям, для Тайваня и Нов. Гвинеи отмечается переход от структуры двойной островной дуги непосредственно к системам типа Тайваня, минуя стадию областей типа Камчатки; Южный о-в Нов. Зеландии минует в своем развитии стадию нормальной островной дуги и структуры типа Камчатки и т. д.

Изменение гипсометрического уровня структурообразования происходит в виде отдельных резких импульсов поднятия всей подвижной области. Каждому импульсу такого рода предшествуют общее перемещение масс, перестройка структурного плана и изменение характера магматических процессов, отражающих, в свою очередь, изменение состояния верхней мантии. Достаточно твердо установлено, что образованию срединно-океанических хребтов предшествует формирование вздутия верхней мантии, отражающегося на поверхности в виде линейного свода (Менард, 1966). Переход к стадии островных дуг знаменуется образованием геоантиклинального свода на месте бывшей вулканической зоны, являвшейся областью погружения (рифт), и заложением системы новых структурных форм — океанических желобов во фронтальной части островной дуги и биклиального вулканического пояса в ее тыловой части. При этом, как указывалось ранее, даже наиболее древние осадки в пределах вулканической зоны имеют мелководный или прибрежно-морской характер, что определенно свидетельствует о заложении этой зоны на своде поднятия. Изменение характера структурных форм при переходе от островных дуг к подвижным областям типа Камчатки и этих последних — к системам типа Тайваня

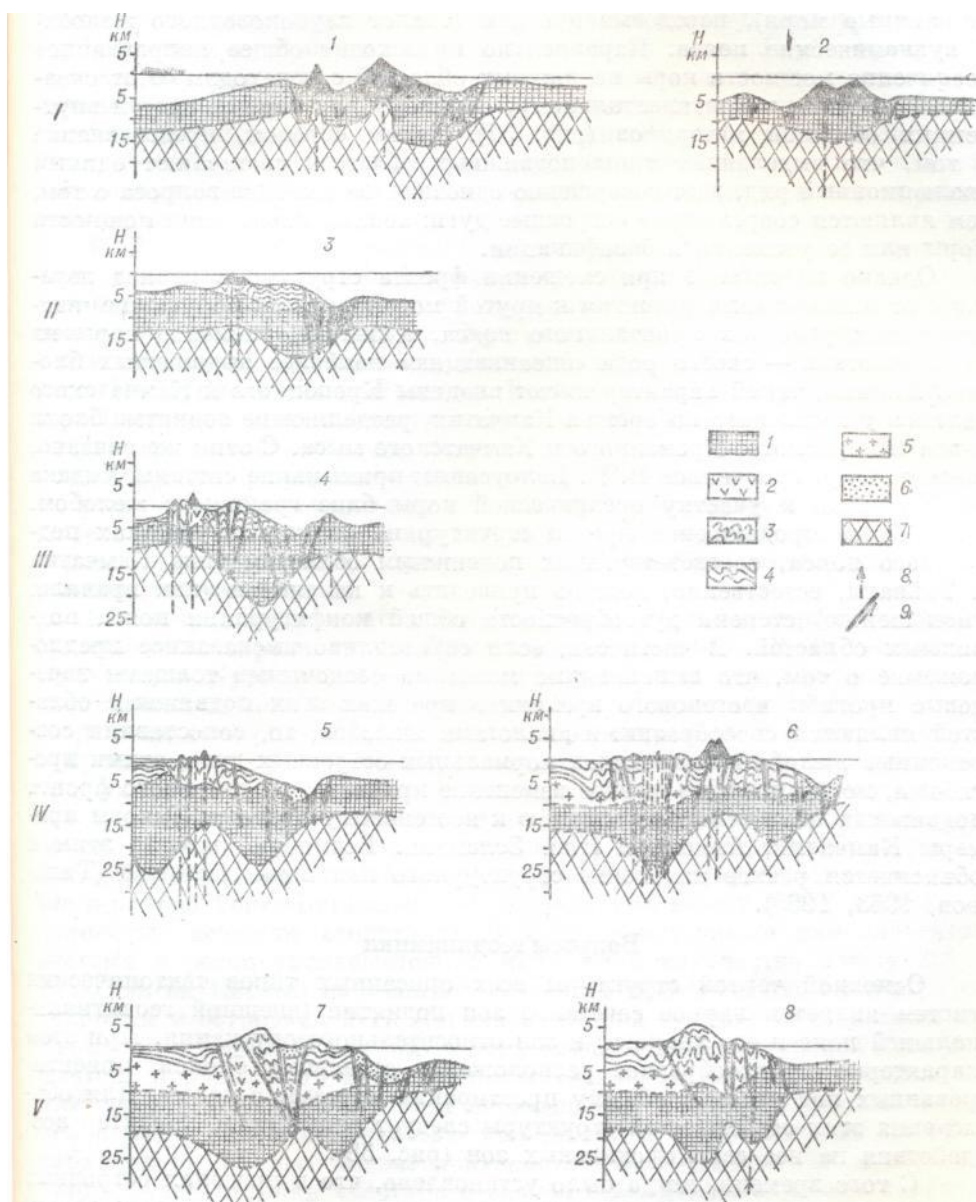


Рис. 37. Обобщенные поперечные разрезы подвижных тектонических систем различных типов

I — тип океанических хребтов (1 — Гавайи, 2 — хр. Мак-Куори); II — тип Бонин (3 — разрез через дугу Тонга-Кермадек); III — тип Курил (4 — разрез через район острова Кунашир); IV — тип Камчатки (5 — разрез через Южную Камчатку, 6 — разрез по широте района Ключевской группы вулканов); V — тип Тайваня (7 — разрез через Нов. Гвинею, 8 — разрез через Тайвань). Условные обозначения: 1 — базальтовый слой; 2 — неогеновые вулканические толщи; 3 — дислоцированные комплексы донеогеновых пород; 4 — неогеновые осадочные толщи; 5 — зона развития «гранитного слоя»; 6 — рыхлые четвертичные осадки; 7 — верхняя мантия; 8 — вулканы и подводящие каналы к ним; 9 — разломы с указанием направления смещения.

достаточно полно рассмотрено выше. В частности, указывалось на смещение фронта структуры в сторону океана, которое сопровождается воздыманием участков структуры, ранее выступавших в качестве зон устойчивого погружения, таких как бывшие тыловые прогибы (окраинные моря), передовые прогибы (аналог глубоководного желоба) и вулканические пояса. Параллельно происходит общее направленное увеличение мощности коры подвижных областей с переходом ее от океанического типа к континентальному, обычному для горных систем внутренних областей материков (рис. 37). Таким образом, представление о том, что выделенные типы подвижных областей составляют единый эволюционный ряд, дает совершенно однозначное решение вопроса о том, чем являются современные островные дуги: зонами нарастания мощности коры или ее утонения и базификации.

Однако надвигание при смещении фронта структур в период перехода от одной стадии развития к другой может вызвать обрушение значительных участков фронтального пояса, а значит, утонение коры на этих участках — своего рода «океанизацию» наиболее выдвинутых блоков. Видимо, такой характер имеют впадины Кроноцкого и Камчатского заливов у восточного побережья Камчатки, разделяющие поднятые блоки п-вов Шипунского, Кроноцкого и

Камчатского мыса. С этим же связано, по-видимому, отмеченное В. В. Белоусовым примыкание системы Хидака на Хоккайдо к участку океанической коры близ границы с желобом. Ускоренное продвижение фронта структур на отдельных участках подвижного пояса, соответствующих подвижным областям типа Камчатки и Тайваня, естественно, должно приводить к изменению (как правило, уменьшению) степени дугообразности общей конфигурации пояса подвижных областей. В частности, если справедливо высказанное предположение о том, что выполненные мощными осадочными толщами передовые прогибы неогенового времени в пределах этих подвижных областей являются своеобразными аналогами желобов, то, сопоставляя современные желоба прилегающих нормальных островных дуг с этими прогибами, можно выявить резкое изменение кривизны современного фронта подвижных областей по отношению к неогеновому времени. Таковы примеры Камчатки, Аляски и Нов. Зеландии. Возможно, именно этим и объясняется резкое изменение структурного плана на Камчатке (Тихонов, 1963, 1965).

Вопросы геодинамики

Основной чертой структуры всех описанных типов тектонических систем является парное сочетание зон поднятия (внешний геоантиклинальный пояс и его аналоги) и зон относительного опускания. При этом характерно кулисообразное расположение отдельных блоков, ориентированных под углом к общему простиранию системы в целом. Для объяснения этих особенностей структуры следует рассмотреть характер воздействия на нее сейсмофокальных зон (рис. 38).

С того времени, когда было установлено, что в пределах островных дуг почти все землетрясения сосредоточены в сейсмофокальных зонах, падающих в сторону островной дуги, опубликовано большое число работ, посвященных исследованию геометрических параметров фокальных зон, распределению в них сейсмической активности по простиранию и глубине, анализу напряжений в очагах землетрясений, степени соответствия тех или иных свойств сейсмофокальной зоны тектонике и вулканизму района. Основные выводы сводятся к тому, что сейсмофокальная зона представляет собой глубинную зону скалывания типа взбросо-надвига (или, по мнению некоторых авторов, сбросо-поддвиг), по которому происходит надвигание пластины континентальной коры островной дуги на океаническую кору смежных бассейнов. Она падает под углом $45\text{--}60^\circ$ в сторону тектонической системы островной дуги. Тыловые части разлома достигают глубин $150\text{--}600$ км, причем с возрастанием глубины очага количество выделяемой сейсмической энергии в целом экспоненциально уменьшается до глубины $200\text{--}300$ км. В интервале глубин $300\text{--}600$ км эта картина резко нарушается, и на диаграмме энергия землетрясений — глубина очага появляется ряд самостоятельных пиков. Глубокофокусные землетрясения иногда связаны непрерывной цепью очагов с сейсмофокальной зоной, но в ряде районов отмечается перерыв в сейсмической активности в интервале глубин $200\text{--}400$ км. Рассмотренный выше материал по сейсмичности различных районов позволяет отметить важные закономерности, на которые, как представляется, до сих пор обращалось мало внимания.

1. Во всех районах тыловые границы полосы выхода сейсмофокальных зон на поверхность совпадают с границей фронтального пояса геоантиклинальных поднятий. Так, на Камчатке тыловая граница сейсмофокальной зоны соответствует Береговому хр. Южной Камчатки и области примыкания к Камчатке поднятий п-овов Шипунского и Кроноцкого. На Курилах она отвечает хр. Витязя — гряде Малых Курил, в Северо-Восточной Японии соответствует массивам Абакуми и Китаками, на Суматре — внешней гряде островов (Наас, Сималур и т. д.), на Северном о-ве Нов. Зеландии — поднятию хр. Руахине и Римутак и т. д. Во всех случаях она совпадает с зоной глубинного разлома, читающегося по геологическим данным и выраженного зоной высоких градиентов силы тяжести и (в тех районах, где для этого имеется достаточно данных) перегибом поверхности М.

2. Распределение очагов землетрясений вдоль и вкrest сейсмофокальной зоны неравномерно. Приведенные на рис. 11, 12, 30 данные для Камчатки и Курил показывают, что имеет место чередование участков повышенной и пониженной сейсмичности, разделенных линейными градиентными зонами. Градиентные зоны ориентированы под острым углом к простиранию сейсмофокальных зон. Они имеют характер глубинных правых сдвигов, смещающих границу внешнего геоантиклинального пояса и определяющих кулисообразное смещение блоков вулканического пояса. Аналогичная картина (см. главу II) наблюдается на Суматре. Сопоставление данных Л. Сайкса (1970) и Г. Эйби (Eiby, 1964) показывает, что в районе Тонга-Кермадек — Нов. Зеландия между $36^\circ 30'$ и 33° ю. ш. полностью исчезают землетрясения с

промежуточными или глубокими очагами и резко уменьшается их количество на участке между 29° и $24^{\circ}30'$ ю. ш. Первый из участков разделяет тектонические системы Нов. Зеландии и островной дуги Кермадек, второй — системы островных дуг Кермадек и Тонга. В каждом из этих случаев фронт островной дуги смещается, причем часть дуги, располагающаяся к северу от участка пониженной сейсмичности, всегда перемещается на север. Границы участков с различной сейсмичностью простираются в направлении на СВ и параллельны изгибам изобат континентального склона. Таким образом, линии разграничения участков с разной сейсмичностью имеют характер разломов типа правых сдвигов. Морфология, ориентировка по отношению к простиранию от островной дуги и характер смещения аналогичны таковым для Камчатки и Курил.

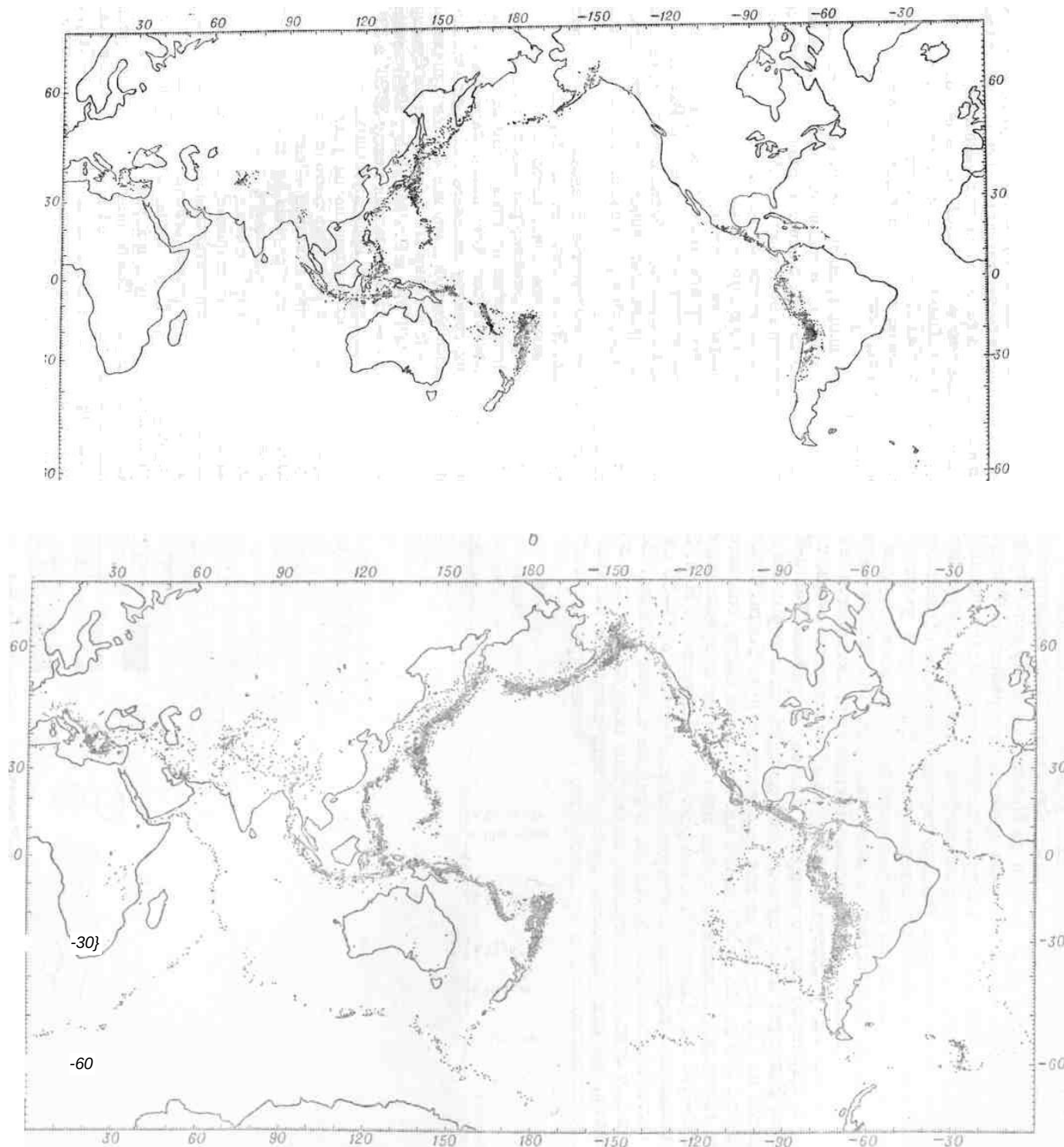


Рис. 38. Сейсмичность Земли за 1961—1967 гг. (а — землетрясения с глубиной очага 100 — 700 км; б — менее 100 км). По Barasangi, Dorman (1968) (приводится по работе Oliver, Sykes, Isaaks, 1969).

3. Совпадение смещений поверхностных структурных элементов не с самой полосой глубокофокусных землетрясений, а с граничными градиентными зонами (см. главы I—III), по-видимому, связано с наклоном сместителя поперечных глубинных сдвигов. Можно констатировать общую закономерность — сейсмофокальная зона имеет блоковое строение, отражающее блоковое строение коры и верхней мантии в ее пределах. Блоки разграничены разломами типа глубинных правых сдвигов, ориентированных под острым углом к простиранию сейсмофокальных зон. Для Курило-Камчатской области можно говорить о наличии двух шарнирно погружающихся участков сейсмофокальной зоны: один — от Камчатки до Центральных Курил (глубины меняются от 100 до 600 км), второй — от Хоккайдо до Центральных Курил (глубины от 300 до 600 км). Стык обоих участков происходит в районе о. Шиадокотан, т. е. в районе стыка участков Курил, характеризующихся разным простиранием. Ось первого участка сейсмофокальной зоны погружается на юг-юго-запад, и его тыловая (по простиранию) сторона обрывается разломами, падающими на север-северо-восток. Во втором участке отмечается общее погружение на северо-восток, и его тыловая сторона обрывается разломами, падающими на юго-запад (рис. 39). Такая интерпретация хорошо объясняет исчезновение сейсмической активности на глубинах 200—500 км у центральной группы Курильских о-вов, т. е. на стыке двух шарнирно погружающихся блоков. В районе Тонга-Кермадек — Нов. Зеландия имеются три блока, каждый из которых шарнирно погружается на СВ. Первый из них соответствует дуге Тонга. Изменение глубин идет с ЮЗ на СВ от 500 до 700 км. Во втором блоке, соответствующем дуге Кермадек, изменение глубин идет в том же направлении от 0—100 до 600—700 км (Сайкс, 1970, см. рис. 40). И, наконец, в Нов. Зеландии максимальные глубины землетрясений изменяются от 0—30 км в северной части Южного о-ва до 350 км в районе залива Пленти. Все три участка имеют единое простирание, шарнирное погружение идет в одном направлении, но они разделены асейсмичными зонами и зонами пониженной сейсмоактивности и кулисообразно смещены друг относительно

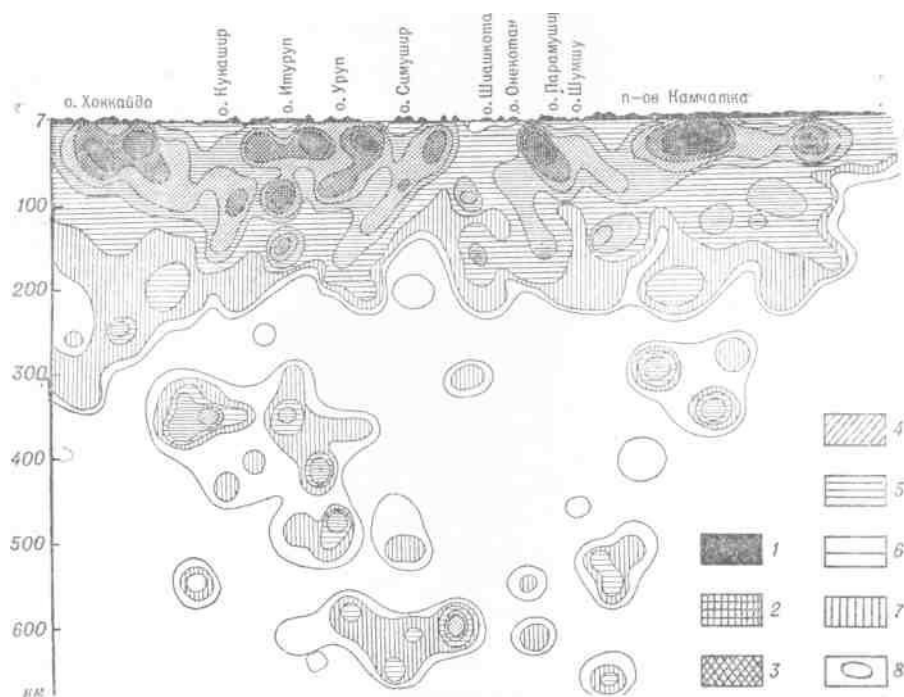


Рис. 39. Продольный разрез Курило-Камчатской сейсмофокальной зоны (по В. Н. Аверьяновой, 1968).

Области, в пределах которых сумма энергии, выделившейся в очагах землетрясений за 1911—1963 гг. с $M \geq 5$ на площади 900 кв. км, содержит 10^{19} эрг: 1 — $\Sigma E \geq 550$; 2 — $400 \leq \Sigma E < 550$; 3 — $200 \leq \Sigma E < 400$; 4 — $90 \leq \Sigma E < 200$; 5 — $40 \leq \Sigma E < 90$; 6 — $10 \leq \Sigma E < 40$; 7 — $4 \leq \Sigma E < 10$; 8 — $\Sigma E < 4$ эрг.

друга. В главе II отмечалось изменение максимальной глубины землетрясений на Суматре (150 — 200 км сравнительно с 400—600 км на смежной Яве). К северу от Суматры на Андаманской островной дуге максимальная глубина землетрясений уменьшается до 60 — 100 км. На Филиппинах, в Изу-Бонинской сейсмофокальной зоне и других районах картина аналогична.

С шарнирным характером сейсмофокальных зон связана другая их особенность — ответвление по простиранию сейсмофокальных зон самостоятельных поясов мелкофокусных и глубокофокусных землетрясений (см. главы II, III). 4. В работах, посвященных обзору ориентировки осей сжатия в очагах землетрясений, связанных со всей циркум-тихоокеанской

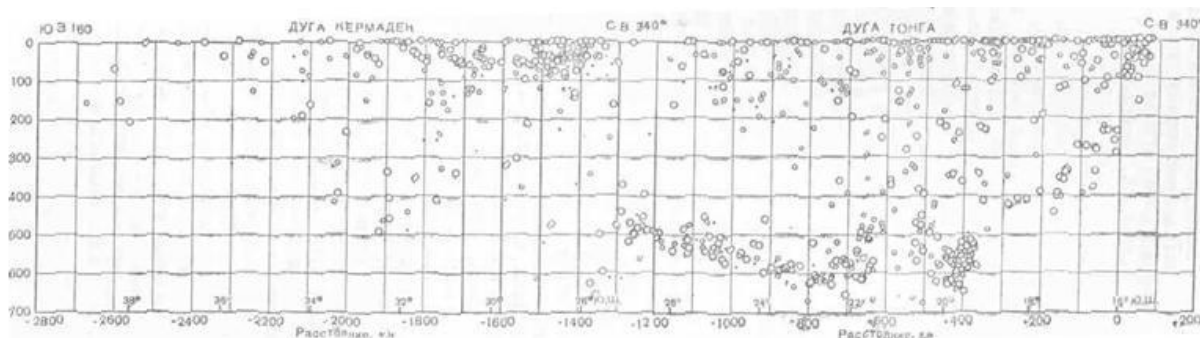


Рис. 40. Продольный сейсмический разрез системы дуг Тонга-Кермадек (по Сайксу, 1970).

системой сейсмофокальных зон, обычно отмечается, что главные оси ориентированы по нормали к островным дугам и вдоль их оси (Hodgson, 1962; Балакина, 1962). Однако детальные исследования по отдельным регионам и даже данные указанных авторов показывают, что такая закономерность не выдерживается.

По Курило-Камчатской сейсмофокальной зоне В. Н. Аверьяновой (1968) установлено, что в очагах землетрясений на северном участке зоны (Камчатка, Северные Курилы и Центральные Курилы до района Шиашкотана) действуют горизонтальные напряжения, ориентированные в субмеридиональном направлении, и субширотные, имеющие значительный угол с поверхностью Земли. На южном участке зоны (Северо-Восточное Хоккайдо, Южные Курилы, южная часть Центральных Курил) напряжения, действующие в горизонтальном направлении, ориентированы субширотно, а наклоненные под значительным углом — субмеридионально. По данным В. М. Зобина, вектор горизонтального сжатия в западной части Алеутской дуги имеет субмеридиональную ориентировку. В том же направлении, как следует из данных Л. М. Балашиной (1962), ориентированы векторы сжатия и в восточной части Алеутской дуги. Однако (см. главу III) и простираение дуги в целом, и вытянутость поднятых блоков островов и цепей вулканов здесь меняются на противоположное сравнительно с западной, Командорской ветвью. На о-вах Тонга, Изу-Бонин, Соломоновых и в других районах основные векторы горизонтального сжатия также ориентированы под острым углом к простираению структуры (рис. 41). Перечисленные особенности сейсмофокальных зон позволяют дать объяснение основным чертам структуры островных дуг и близких к ним тектонических систем, отмеченным в начале этого раздела.

Надвиговый (вернее, взбросо-надвиговый, так как угол падения плоскости достигает 60°) характер движений по сейсмофокальной зоне хорошо объясняет характерное парное расположение зон поднятия и относительного опускания. Зоны поднятия соответствуют надвигаемому блоку, отвечающему выходу сейсмофокальной зоны на дневную поверхность. Взбросо-надвиговые движения этого блока определяют общую тенденцию его к поднятию и в конечном итоге приводят к резкому возрастанию (за счет надвигающихся пластин) мощности коры во фронтальной части систем. В тыловой части этой зоны, естественно, располагается зона отстающего поднятия. Достаточно очевидно, что характер динамической обстановки в коре и мантии резко различен в сейсмофокальной зоне и в области, расположенной за ней, в тылу системы островной дуги. В первом случае имеет место обстановка общего интенсивного сжатия, во втором образуются типичные структуры растяжения типа грабенов и грабен-синклиналей. Эшелонированное расположение сейсмофокальных зон определяет образование на отдельных участках нескольких систем парных структур. Неравномерность движений по сейсмофокальной зоне и ориентировка горизонтальной оси сжатия под острым углом к ее простираению обуславливают сдвиговой характер тектоники в тыловой части систем островных дуг.

Распределение отдельных структур зависит от нескольких факторов. Кажущееся незначительным отклонение ориентировки вектора сжатия от нормали к дуге имеет важные с точки зрения воздействия на структуру последствия. Для рассмотрения механизма этого воздействия обратимся к схеме на рис. 42. Поскольку волна сжатия, возникающая в очаге землетрясений, во всех случаях распространяется до линии выхода сейсмофокальной зоны на дневную поверхность, рассмотрим действие сил в одной из точек на этой линии. В каждом случае сжатие по вектору, идущему под углом к простираению сейсмофокальной зоны, может быть разложено на две составляющие, идущие по нормали и по касательной к простираению дуги (или в случае

прямолинейности структуры — по нормали и по простиранию оси структуры). Отсюда следует важное заключение: движения по сейсмофокальным зонам имеют сдвиговую компоненту, направленную вдоль простирания островных дуг. Предположение о наличии сдвиговых перемещений вдоль островных дуг не ново (Беньюф, 1957). Однако предполагалось единое направление смещения, связанное с поворотом жесткой глыбы Тихого океана. Несоответствие реального плана распределения структур теоретически предполагаемому согласно этому допущению было настолько значительным, что оно было забыто.

Направление действия сдвиговой компоненты изменяется в зависимости от простирания оси островной дуги (см. рис. 42, А). Таким образом, в пределах такой дуги, как Алеутская, при едином субмеридиональном направлении сжатия направление действия сдвига будет различным в Командорской (северо-западного простирания) и Алеутской (северо-восточного простирания) ветвях. Как заключение о наличии сдвигового усилия, направленного вдоль оси островных дуг, так и вывод о зависимости направления сдвига от простирания дуги легко проверить путем

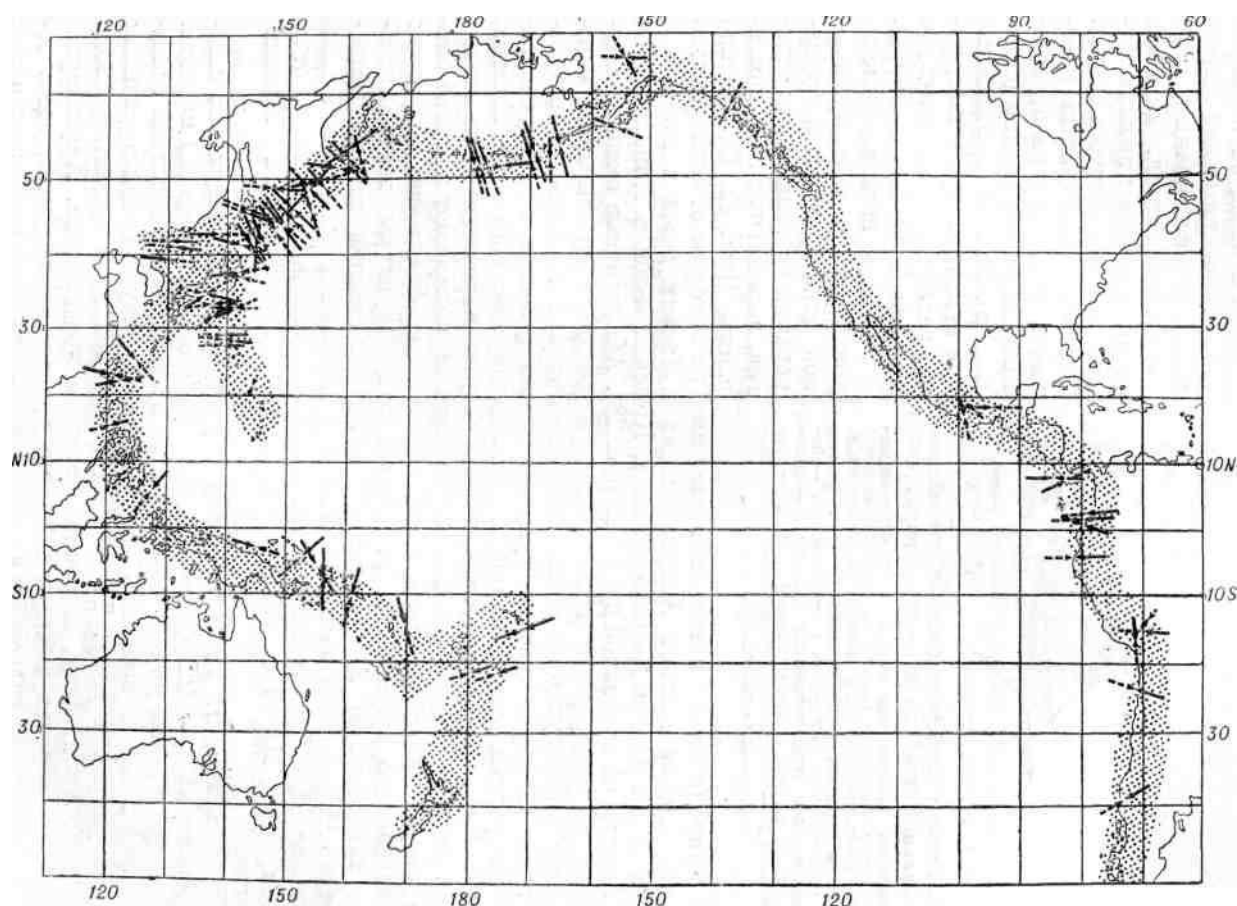


Рис. 41. Ориентировка векторов напряжений сжатия в очагах землетрясений Тихоокеанского пояса (по Балакиной, 1962).

анализа пространственного распределения морфоструктур в пределах островных дуг. В случае наличия сдвиговой составляющей нужно ожидать появления на крыльях разлома системы складок волочения и разделяющих их трещин отрыва, закономерно ориентированных под острым углом к простиранию плоскости сместителя. Картина деформаций на крыльях будет зависеть от знака сдвига. Эта картина полностью идентична реальному распределению поднятых блоков (складок волочения) и линейных зон вулканов (трещины отрыва) различных островных дуг (см. рис. 2, 14, 22, 28, 29, 32). Общая неравномерность движений по сейсмофокальной зоне приводит к формированию системы левых сдвигов, нормальных к ее простиранию (рис. 42, Б). Именно такую природу имеют поперечные разломы, по которым отчетливо видно смещение блоков шельфа Андриановских и Лисьих о-вов в Алеутской ветви, а также блоков Командорских и Крысьих о-вов в Командорской ветви Алеутской островной дуги (см. рис. 28). Аналогичные смещения отмечаются по поперечным разломам северо-западного простирания, определяющим конфигурацию поперечных проливов в Курильской островной гряде. Соответствующие примеры можно привести и по другим системам островных дуг нормального типа. В пределах Камчатки, Японии, Нов.

Зеландии и других тектонических систем, находящихся на стадии раннего орогена, зоны поперечных разломов ограничивают жесткие блоки структур ранней консолидации, образующие фундамент островных дуг неогенового времени. В результате эти структуры везде приобретают характерную Z-образную форму. На Камчатке таковы Петропавловско-Малкинская зона дислокаций и Главный диагональный шов, ограничивающие Срединный массив. В Японии это зона разлома, отделяющая Фосса-Магна от складчатых систем Юго-Западной Японии, и другие.

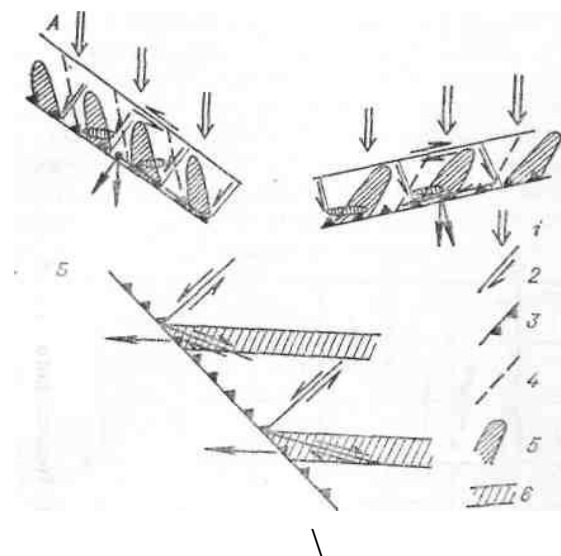


Рис. 42. Схема воздействия движений по сейсмофокальной зоне на структуры коры.

А — генерация сдвигов под воздействием однонаправленного горизонтального сжатия по сейсмофокальной зоне. *Б* — генерация сдвигов в связи с разной степенью сейсмичности участков сейсмофокальной зоны. Вектор сжатия ориентирован под углом к горизонту. 1 — направление вектора горизонтального сжатия; 2 — сдвиги; 3 — линия выхода сейсмофокальной зоны; 4 — трещины отрыва; 5 — складки волочения; 6 — зоны повышенной сейсмичности.

Чтобы завершить характеристику структур, возникающих как следствие движений по сейсмофокальной зоне, надо отметить еще два момента. Во-первых, само по себе общее сжатие в направлении действия основного вектора может вызывать образование структур, ориентированных перпендикулярно к нему. Таковы на Алеутской дуге поднятые блоки о-вов Атка, Амля, Атту, имеющие широтное простирание. Характерно, что на этих островах выходят наиболее древние из вскрытых здесь отложений, вплоть до палеозойских комплексов. Это свидетельствует о том, что вертикальная компонента движений при образовании этих структур наибольшая сравнительно со всеми другими типами блоковых структур на Алеутской дуге.

Во-вторых, блок, испытывающий общее надвиговое перемещение по сейсмофокальной зоне, имеет конечную ширину. Следовательно, должна существовать зона разлома, ограничивающая тыловую поверхность этого блока. В качестве тыловых швов могут выступать зоны разломов между геоантиклиналью внешней дуги и внутренней вулканической дугой. Разломы этого типа имеют глубинное заложение. Крупные вертикальные перемещения по обоим типам разломов не вызывают сомнений. Интересно, однако, рассмотреть вопрос о возможности горизонтальных перемещений вдоль них. Если имеются горизонтальные смещения вдоль линии выхода сейсмофокальной зоны на поверхность во фронтальной части дуги, то такие смещения должны распространяться на всю пластину островной дуги. При этом, если перемещения по фронтальной зоне имеют характер правого сдвига, по шву тылового разлома будет иметь место левый сдвиг, и наоборот (рис. 42, А).

Проверка такого вывода возможна в условиях структур, перешедших в четвертичное время в раннеорогеническую фазу развития. В Юго-Западной Японии тыловому разлому рассматриваемого типа соответствует разлом Медиан Лайн. В Северо-Восточной Японии это так называемая линия Ширакава-Мориока, отделяющая зоны поднятий Абакуми и Китаками от неогеновой вулканической зоны. В Нов. Зеландии таков Альпийский разлом, на Филиппинах — Великий Филиппинский разлом, на Суматре — система разломов, ограничивающая рифтовую зону Семангко. Во всех названных случаях наличие горизонтальных перемещений по разломам не вызывает сомнений, спор идет лишь о том, насколько они велики: достигают ли они нескольких сотен километров или на один—два порядка меньше? На Камчатке в роли такого рода тылового шва выступает зона разломов, идущая по восточному обрамлению Центральной Камчатской депрессии, с горизонтальными движениями по которому (см. главу I) связано образование структур горст-антиклинали Восточного хребта.

Горизонтальные движения по тыловому шву обуславливают появление в примыкающих к нему зонах самостоятельной системы дислокаций в виде складок волочения и разделяющих их трещин отрыва. Структуры этой системы располагаются под острым углом к простиранию тылового шва и подобны структурам, образующимся в результате горизонтальных движений по фронтальной зоне. Однако, поскольку знак горизонтальных перемещений изменяется в тыловом шве на обратный, соответственно изменяется и ориентировка структур второго порядка.

Другая важная особенность структур, образующихся в результате горизонтальных

движений по тыловому шву, связана с их положением в тыловой части всей динамической системы сейсмофокальной зоны. Следствием ее является, во-первых, наложение их на структуры, прилегающие к тыловой части островной дуги,— такие как впадины окраинных морей и тыловые прогибы. В результате система островной дуги обнаруживает не только обычно отмечаемую тенденцию миграции в сторону фронта структур, но и постепенно распространяется в обратном направлении. Во-вторых, каждый из элементов эшелонированной системы складок волочения и трещин отрыва накладывается на смежную с островной дугой впадину окраинного моря или тыловой прогиб и постепенно затухает, не имея общего тылового ограничения в виде единой зоны разломов. Это обуславливает фестончатый рисунок тыловой границы развития структурных форм, связанных с динамической системой сейсмофокальной зоны. Примером этого служит наложение тыловых частей вулканических, поясов островных дуг на впадины окраинных морей (вулканы Алаид, Маканруши на Курильской дуге, вулканы моря Банда в тылу Зондской дуги, о-ва Богослов на Алеутах и др.). На Камчатке тыловая часть четвертичной вулканической зоны Срединного хр. налагается на Западно-Камчатский тыловой прогиб, выполненный осадочными толщами палеоген-неогенового возраста.

Предлагаемая суммарная схема геодинамики систем островных дуг изображена на рис. 42. Как видно из сопоставления ее с данными о морфоструктурах соответствующих систем, она хорошо объясняет реальную картину блоковой структуры островных дуг и сходных с ними структур. Можно также заключить, что дугообразная форма этих тектонических систем не является следствием ускоренного надвигания центрального участка дуги на океан и расплывания земной коры в пределах окраинных морей, как предполагается в схемах Г. Менарда (1966), П. Н. Кропоткина и К. А. Шахварстовой (1965) и др., а представляет собой результат воздействия однонаправленного сжатия на различно ориентированные зоны разломов. Возникающие при этом сдвиговые деформации обеспечивают создание эшелонированных систем структур второго порядка, суммарный эффект которых и определяет конечную дугообразную форму тектонической системы в целом. Хорошо объясняется предлагаемой схемой и наложение системы островных дуг на жесткие блоки, подобное тому, которое мы видим на Камчатке, в Японии, на Филиппинах и в Нов. Зеландии и особенно ярко в Нов. Гвинее. Находит объяснение и постепенное развитие системы островных дуг по простирацию, в результате которого она с течением времени меняет свои очертания, захватывая все новые районы. Эти явления хорошо объясняются именно развитием надвигово-сдвиговых геодинамических систем, связанных с сейсмофокальными зонами. Особое значение, как увидим ниже, приобретает данная схема в связи с вопросом о природе линейных зон вулканов и проблемой структурного положения вулканов и вулканических групп.

ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ ВУЛКАНИЗМ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХООКЕАНСКОГО КОЛЬЦА И ЕГО СООТНОШЕНИЕ С ТЕКТОНИКОЙ

ГЛАВА V. ПЕТРОХИМИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД И ВЗАИМОСВЯЗЬ ХИМИЗМА С ТЕКТОНИКОЙ

Современное состояние вопроса и исходный материал

Анализ связи петрохимических характеристик серий вулканических пород со структурой коры позволяет подойти к причинной взаимозависимости обоих процессов — вулканизма и тектоники, отражающих особенности жизни верхней мантии.

Особенности химизма вулканических пород островных дуг и закономерности их развития, как общие, так и для отдельных районов, рассматривались многими авторами. Отметим работы А. Н. Заварицкого (1950), Р. ван Беммелена (1957), Х. Куно (Куно, 1953, 1959, 1960, 1966), Г. С. Горшкова (1963, 1964, 1967), С. Танеды (Taneda, 1962). И. Кавано, К. Яги, К. Аоки (Kawano, Yagi, Aoki, 1961), И. Кацуи (Katsui, 1954, 1961, 1963), В. К. Ротмана (1963а, 1963б), автора (Эрлих, 1966). В настоящее время общепризнаны следующие основные положения, в которых отражены главные черты химизма пород вулканических поясов островных дуг.

1. Общий известково-щелочной характер серий вулканических пород.
2. Обогащение базальтов известково-щелочным плагиоклазом, относительная насыщенность их кремнекислотой.
3. Независимость характера серии от мощности земной коры.
4. Наличие общей поперечной зональности — возрастание щелочности по мере удаления от границы океан — континент по направлению к тыловой части вулканических поясов, вплоть до появления щелочных провинций у внутренней границы островных дуг.
5. Возрастание известковистости пород в ходе развития вулканизма островных дуг, в результате чего они принимают все более отчетливо выраженный тихоокеанский характер. Вулканические породы островных дуг принадлежат к известково-щелочной серии¹. Значительная дифференцированность продуктов вулканизма в пределах отдельных аппаратов и обилие среди вулканических пород андезитов было настолько типичным для вулканических поясов островных дуг, что именно этот признак был положен в основу определения их отличий от смежных вулканических поясов внутриокеанических и внутриконтинентальных структур. Так родился термин «андезитовая линия». Дальнейшие исследования показали, что в зависимости от геолого-структурных условий характер вулканизма и соотношение среди его продуктов членов ряда базальт — липарит меняется в очень широких пределах. Ранее автором было показано отличие островных дуг нормального типа (Курилы) от структур типа раннего орогена (Камчатка) по характеру распределения вулканических пород по SiO_2 . Параллельно рассматривались вопросы поперечной зональности в распределении различных по кислотности вулканических пород (Эрлих, 1966). Ю. М. Пущаровский (Пущаровский, Афремова, 1967) отметил в общей форме увеличение кислотности вулканических пород по мере возрастания «зрелости» вулканической области. Однако должная детальность и в то же время масштабность исследований отсутствуют по настоящее время.

Еще в первых работах, посвященных молодому вулканизму островных дуг, была отмечена характерная особенность распределения различных по химизму типов вулканических пород — присутствие в тыловой зоне подвижных систем провинций обогащенных калием пород «средиземноморского» типа (Умбгров, 1952; Беммелен, 1957). Позднее выяснилось, что нарастание щелочности вкрест фронта структур — общая особенность вулканических поясов островных дуг, которая проявляется и в поле развития пород известково-щелочной серии (Горшков, 1963; Набоко, 1963). Широкое распространение получил анализ особенностей состава базальтов. Х. Куно (Куно, 1960, 1966) выделил среди базальтов островных дуг два ведущих типа — высокоглиноземистый и

¹ Термин «известково-щелочная серия» используется в его классическом понимании, сформулированном Р. Дэли и А. Пикоком, т. е. как ряд базальт — андезит — дацит — риолит с обогащением пород известковистым алюмосиликатом, в отличие от более узкой трактовки этого термина, предложенной Х. Куно (Куно, 1966).

толеитовый — и сделал попытку проанализировать пространственное их распределение в связи с геоструктурными признаками.

Г. С. Горшков (1967), продолжая исследования характера нарастания количества щелочей в ходе дифференциации базальт-липаритовых серий, пришел к выводу о наличии двух типов наклона вариационных кривых вулканических пород островных дуг в проекции на плоскость asb на диаграмме А. Н. Заварицкого. На основании этого он говорит об «азиатском» и «американском» типах кривых, связывая их появление с наличием крупных неоднородностей в составе и строении верхней мантии. Аналогичное явление было отмечено автором на примере Курило-Камчатской провинции (Эрлих, 1966), однако различия типов кривых фиксировались для отдельных вулканов, из чего следовал вывод об отсутствии связи особенностей кривых с неоднородностями мантии и возникновении их в ходе дифференциации магмы при движении её к поверхности.

До последнего времени процессы ассимиляции служили универсальным объяснением всех наблюдаемых особенностей вулканизма подвижных поясов — как вариаций кислотности, так и практически любых Петрохимических особенностей пород и серий. Многие пытались использовать те или иные петрохимические индексы, как показатель степени контаминированности магмы, в частности щелочно-известковый индекс (индекс Пикока), соотношение K_2O/Na_2O в однотипных по кислотности породах, сериальный индекс А. Ритмана и т. д. Поэтому поистине революционным открытием было установление того факта, что область генерации магмы и очага питания вулканов лежит в подкоровой зоне, в пределах верхней мантии (Горшков, 1963, 1964, 1967). Подтвержденные экспериментальными работами последних лет (Петрология верхней мантии, 1968), эти данные привели к пересмотру представлений. Это открыло перед петрохимическим анализом принципиально новые возможности, в частности выявления двух групп петрохимических свойств: тех, которые отражают особенности состава и состояния верхней мантии, и тех, что возникают в ходе дифференциации магмы на пути к поверхности и, таким образом, парагенетически связаны с тектоникой коры. Определенные шаги на этом пути были сделаны в работах Г. С. Горшкова, Х. Куно, Е. К. Мархинина и автора. Однако достаточно полного, даже в первом приближении, анализа нет по настоящее время.

Неразработанными остаются даже вопросы классификации формаций базальт-липаритовой группы. Последнее во многом объясняется не слабой изученностью, а распыленностью материала, отсутствием сводок. Ю. А. Кузнецов (1964), автор лучшей из имеющихся работ по формационному анализу, считает возможным выделить лишь три формации: андезитовую, трахиандезитовую и липаритовую или порфиоровую. В качестве примера первой из них среди прочих приводятся вулканические провинции Камчатки и Курил (без какого-либо разделения), в качестве примера второй — вулканические районы Йеллоустонского парка и Сан-Франциско, третьей — районы Казахстана и Тянь-Шаня. Как видим, в первом и третьем случаях в основу классификации положена кислотность преобладающего типа пород, а во втором случае — несколько повышенная их щелочность и соответствующие петрографические признаки. Отметим, что подавляющее большинство районов, взятых в качестве «стратотипических» при выделении первых двух формаций, относятся к зонам четвертичного вулканизма, сохраняющим обобщенную характеристику «андезитовых поясов».

Ниже предпринимается попытка рассмотреть основные проблемы связи петрохимии вулканических пород и структуры. Основой для сводки имеющегося петрохимического материала послужили Каталоги активных вулканов различных районов, работы К. Оно (Chemical composition of volcanic rocks in Japan, 1982), И. Кавано, К. Яги, К. Аоки (Kawano, Yagi, Aoki, 1961), Х. Матсумото (Matsumoto, 1963), Дж. Сирла (Searle, 1960), Ф. Вольфа (Wolff, 1929), Г. С. Горшкова (1967), И. Кацуи (Katsui, 1954, 1961, 1963), автора (Эрлих, 1966). Общее количество использованных анализов 3000.

Были рассчитаны для каждой структурной зоны средние составы вулканических пород по интервалам через 4% SiO_2 и средние значения стандартных отклонений содержаний отдельных окислов. Стандартные отклонения не рассчитывались в тех случаях, когда число анализов было меньше 4. При расчете средних составов проводилась отбраковка анализов с содержанием воды более 2% и суммой менее 99% и более 101%. Результирующие значения были пересчитаны по методу А. Н. Заварицкого (см. табл. 1-26). Средние составы не рассчитывались лишь для вулканических поясов тех районов, количество анализов для которых слишком мало (Филиппины, о-ва Сулу и Целебес, Тонга, Нов. Британия и т. д.).

Средние химические составы четвертичных вулканических пород Алеутских островов (по Г. С. Горшкову, 1967)

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO ₂	52,3	53,8	58,4	63,4	69,8	48,5	53,4	59,5	63,9	77,0	51,6	53,9	59,1	65,4	73,9	46,6	61,0
TiO ₂	0,9	0,9	0,8	0,7	0,4	0,9	0,8	0,6	0,7	0,1	1,2	1,4	1,0	0,8	0,2	1,4	0,5
Al ₂ O ₃	18,3	18,6	18,0	16,8	15,3	18,0	18,2	17,4	16,7	13,7	17,4	17,4	16,6	15,7	13,5	18,8	18,6
Fe ₂ O ₃	2,9	3,0	2,9	1,8	1,4	4,5	4,4	4,1	3,0	0,5	3,6	2,8	2,5	1,9	0,9	6,2	3,9
FeO	6,5	5,8	4,1	3,9	2,2	6,3	4,8	3,1	2,4	0,5	6,7	7,2	5,6	4,1	1,6	5,1	1,2
MnO	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1	0,2	0,1
MgO	5,5	4,4	3,1	1,8	1,0	6,1	4,2	2,6	2,5	0,3	5,6	3,8	2,9	0,9	0,1	5,5	1,1
CaO	10,2	8,9	7,5	4,7	3,4	11,8	9,4	7,3	4,9	1,1	10,1	8,8	6,6	3,6	1,3	12,0	6,5
Na ₂ O	3,2	3,3	3,6	4,5	4,4	2,7	3,4	3,6	3,9	4,2	2,9	3,4	3,9	4,5	4,3	2,6	4,2
K ₂ O	0,9	1,1	1,4	2,2	2,0	1,0	1,2	1,6	1,7	2,5	0,9	1,1	1,6	2,9	4,1	1,6	2,9

Параметры, по А. Н. Заварицкому																	
a	8,5	9,2	10,2	13,0	12,5	7,7	9,6	10,5	11,1	12,2	7,9	9,2	11,0	13,7	14,6	8,5	13,9
c	8,2	8,2	7,2	4,7	3,8	8,4	7,7	6,6	5,8	1,2	7,9	7,3	5,7	3,5	1,4	8,7	5,6
b	22,8	19,4	14,2	9,5	5,4	27,1	20,0	13,7	9,5	4,2	24,0	19,8	15,0	8,1	2,6	26,7	8,8
s	60,5	63,4	63,4	72,8	78,3	56,8	62,7	62,2	73,7	82,4	60,2	63,7	68,3	74,7	81,4	56,2	71,5
f'	39	45	47	57	63	38	44	49	52	25	41	48	51	70	87	40	53
m'	42	40	38	33	31	39	36	33	46	12	40	33	33	19	8	36	21
c'	19	15	15	10	6	23	20	18	2	—	19	22	16	11	5	24	26
n	34	81	79	76	77	80	81	77	78	73	83	89	79	71	62	61	69

Характерные величины

K ₂ O/Na ₂ O	0,28	0,33	0,38	0,48	0,45	0,37	0,35	0,44	0,43	0,59	0,31	0,32	0,41	0,62	0,95	0,61	0,60
Fe ₂ O ₃ /Fe ₂ O ₃ + FeO	0,30	0,34	0,41	0,31	0,33	0,41	0,47	0,57	0,55	0,5	0,34	0,28	0,30	0,31	0,36	0,54	0,76
alkal	22,4	23,0	23,0	23,5	21,7	21,7	22,8	22,6	22,4	20,4	21,2	21,9	22,1	23,1	21,9	23,0	25,7

Примечание. Крысы о-ва: 1—базальт, среднее из 4 анализов; 2—андезито-базальт, среднее из 7 анализов; 3—андезит, среднее из 17 анализов; 4—дацит, среднее из 7 анализов; 5—риодацит, среднее из 2 анализов. Андрияновские о-ва: 6—базальт, один анализ; 7—андезито-базальт, среднее из 9 анализов; 8—андезит, среднее из 8 анализов; 9—дацит, один анализ; 10—риолит, один анализ. Лисы о-ва: 11—базальт, среднее из 8 анализов; 12—андезито-базальт, среднее из 6 анализов; 13—андезит, среднее из 6 анализов; 14—дацит, среднее из 3 анализов; 15—риолит, среднее из 3 анализов. О-в Богослова: 16—базальт, один анализ; 17—дацит, один анализ.

Средние химические составы четвертичных вулканических пород Олюторского прогиба

Окислы	Интервал усреднения по SiO ₂									
	до 49,0 %		49,1—53,0%		53,1—57,0%		57,1—61,0%		61,1—65,0%	
	$\bar{X}$	δ	$\bar{X}$	δ	$\bar{X}$	δ	$\bar{X}$	δ	$\bar{X}$	δ
SiO ₂	47,87	5,77	50,41	1,95	55,59	1,18	59,33	1,09	62,50	0,66
TiO ₂	1,63	1,55	1,49	0,43	0,78	0,30	0,76	0,24	0,76	0,27
Al ₂ O ₃	14,25	2,70	15,53	0,71	16,71	0,83	17,04	0,67	16,62	0,70
Fe ₂ O ₃	3,94	1,71	3,63	0,46	3,31	1,42	2,86	1,10	3,06	1,35
FeO	5,02	1,67	5,73	1,12	3,98	1,65	3,03	1,14	1,85	1,11
MnO	0,18	0,11	0,16	0,02	0,10	0,05	0,13	0,08	0,07	0,02
MgO	8,54	4,31	7,85	1,97	4,96	0,79	3,22	0,91	3,01	1,94
CaO	10,69	4,84	8,45	0,68	7,52	1,34	6,00	0,97	4,26	0,12
Na ₂ O	2,71	1,05	3,39	0,43	3,53	0,17	4,11	0,69	3,60	1,69
K ₂ O	1,30	0,79	1,39	0,46	1,22	0,50	1,63	0,50	2,71	2,73
$\bar{X}$	73,80		66,33		62,50		62,50		62,50	
δ	1,54		0,78		0,66		0,66		0,66	
$\bar{X}$	0,15		0,14		0,27		0,27		0,27	
δ	0,94		0,78		0,70		0,70		0,70	
$\bar{X}$	1,40		1,45		1,35		1,35		1,35	
δ	0,75		0,85		1,11		1,11		1,11	
$\bar{X}$	0,94		0,05		0,07		0,07		0,07	
δ	0,22		0,03		0,02		0,02		0,02	
$\bar{X}$	0,61		1,77		3,01		3,01		3,01	
δ	0,59		1,88		1,94		1,94		1,94	
$\bar{X}$	0,94		3,41		4,26		4,26		4,26	
δ	0,61		0,88		0,12		0,12		0,12	
$\bar{X}$	3,48		3,62		3,60		3,60		3,60	
δ	1,70		0,79		1,69		1,69		1,69	
$\bar{X}$	3,47		2,75		2,71		2,71		2,71	
δ	1,31		1,46		2,73		2,73		2,73	
$\bar{X}$	76,20		74,00		69,70		69,70		69,70	
δ	12,20		12,10		11,90		11,90		11,90	
$\bar{X}$	4,00		5,00		5,70		5,70		5,70	
δ	7,80		8,90		12,70		12,70		12,70	
$\bar{X}$	24,30		18,50		9,94		9,94		9,94	
δ	6,10		3,10		13,80		13,80		13,80	
$\bar{X}$	43,90		46,50		42,30		42,30		42,30	
δ	50,00		50,40		43,90		43,90		43,90	
$\bar{X}$	60,22		65,51		76,47		76,47		76,47	
δ										
$\bar{X}$	0,76		0,75		0,40		0,40		0,40	
δ	0,54		0,62		0,65		0,65		0,65	
$\bar{X}$	21,31		22,61		22,80		22,80		22,80	
δ	8 анализ		5 анализ		11 анализ		11 анализ		11 анализ	
$\bar{X}$	1,0		0,75		0,40		0,40		0,40	
δ	0,54		0,62		0,65		0,65		0,65	
$\bar{X}$	20,87		22,61		22,80		22,80		22,80	
δ	8 анализ		5 анализ		11 анализ		11 анализ		11 анализ	
$\bar{X}$	1,0		0,75		0,40		0,40		0,40	
δ	0,54		0,62		0,65		0,65		0,65	
$\bar{X}$	20,87		22,61		22,80		22,80		22,80	
δ	8 анализ		5 анализ		11 анализ		11 анализ		11 анализ	

Параметры, по А. Н. Заварицкому

Характерные величины

K₂O/Na₂O
Fe₂O₃/Fe₂O₃+FeO
alkal
Среднее из:

8 анализ

Таблица 4

**Средние химические составы четвертичных вулканических пород
Центральной Камчатской депрессии**

Окислы	Интервал усреднения по SiO ₂								
	49,1—53,0 %		53,1—57,0 %		57,1—61,0 %		61,1—65,0 %		65,1—69,0 %
	$\bar{X}$	δ	$\bar{X}$	δ	$\bar{X}$	δ	$\bar{X}$	δ	$\bar{X}$
SiO ₂	51,48	0,92	54,66	1,14	59,12	1,08	62,64	1,01	65,89
TiO ₂	1,02	0,30	0,99	0,32	0,79	0,22	0,54	0,15	0,33
Al ₂ O ₃	17,02	2,04	17,58	1,33	17,50	1,09	16,65	1,04	15,61
Fe ₂ O ₃	4,02	1,61	3,90	1,56	3,03	1,66	3,69	1,06	3,77
FeO	5,53	1,25	4,81	1,39	2,75	1,46	2,16	0,88	1,28
MnO	0,17	0,06	0,15	0,06	0,12	0,06	0,12	0,07	0,11
MgO	6,55	1,77	4,43	1,32	3,30	1,11	2,60	0,82	2,71
CaO	9,35	1,02	8,05	0,90	6,64	0,66	5,95	0,51	3,79
Na ₂ O	2,99	0,58	3,41	0,61	3,68	0,46	3,61	0,56	3,90
K ₂ O	1,26	0,47	1,41	0,49	1,56	0,51	1,57	0,31	2,28

Параметры, по А. Н. Заварицкому

<i>s</i>	60,10	65,90	69,40	72,40	74,40
<i>a</i>	8,60	10,00	10,80	10,50	11,80
<i>c</i>	7,20	7,50	6,60	5,90	4,50
<i>b</i>	24,10	16,60	13,20	11,20	9,30
<i>Q</i>	—4,20	4,30	12,60	17,90	20,70
<i>c'</i>	16,60	14,70	11,00	10,40	1,50
<i>m'</i>	46,10	42,10	43,20	42,20	49,60
<i>f'</i>	37,30	43,20	45,80	47,40	48,90
<i>n</i>	78,70	78,50	77,90	77,90	72,90

Характерные величины

K ₂ O/Na ₂ O	0,42	0,41	0,42	0,43	0,58
Fe ₂ O ₃ /Fe ₂ O ₃ +FeO	0,42	0,45	0,53	0,63	0,74
alkal	21,27	20,77	22,76	20,88	21,79
Среднее из	67 анализов	48 анализов	41 анализа	12 анализов	4 анализов

**Средние химические составы четвертичных вулканических пород
Северных Курил**

Окислы	Интервал усреднения по SiO ₂									
	до 49,0 %		49,1-53,0 %		53,1-57,0 %		57,1-61,0 %		61,1-65,0 %	
	X	б	X	б	X	б	X	б	X	б
SiO ₂	47,40	1,35	50,81	1,02	54,96	1,19	58,82	1,24	62,42	0,99
TiO ₂	0,91	0,40	0,71	0,22	0,70	0,14	0,61	0,13	0,62	0,09
Al ₂ O ₃	18,92	2,17	19,58	1,78	18,40	0,86	18,01	0,93	17,02	0,51
Fe ₂ O ₃	4,57	1,43	4,40	1,70	3,88	0,85	3,28	0,94	2,88	0,64
I	5,66	1,29	5,07	1,24	4,54	0,98	3,59	0,99	2,91	1,09
FeO	0,11	0,07	0,13	0,07	0,01	0,75	0,10	0,06	0,08	0,06
	6,36	2,60	4,41	0,98	3,78	0,66	2,82	0,51	2,09	0,43
MnO	11,20	1,57	10,28	0,98	8,12	0,98	6,82	0,84	6,83	0,67
MgO	2,20	0,40	2,41	0,45	2,53	0,42	2,54	0,74	2,91	0,55

Параметры, по А. Н.Заварицкому

5	58,00	62,20	66,70	71,30	73,30
<i>a</i>	6,40	7,30	8,10	8,50	9,20
<i>c</i>	10,50	9,50	9,00	8,50	7,10
<i>b</i>	25,10	21,00	16,20	11,70	10,40
<i>O</i>	—7,42	0,30	8,42	17,10	21,10
<i>c'</i>	16,70	15,10	8,90	2,30	13,60
<i>m'</i>	44,60	39,20	41,80	39,90	35,40
Г	38,70	45,70	49,30	57,80	51,00
<i>n</i>	79,50	78,00	71,40	66,60	78,30

Характерные величины

K ₂ O/Na ₂ O	0,36	0,42	0,59	0,74	0,63
Fe ₂ O ₃ /Fe ₂ O ₃ +FeO	0,45	0,46	0,46	0,48	0,50
alkal	21,52	22,15	22,42	22,42	21,77
Среднее из:	14 анализов	22 анализов	46 анализов	46 анализов	12 анализов

**Типы ассоциаций пород ряда базальт — липарит в
тектонически различных районах**

Обратимся прежде всего к вопросу о зависимости площадного распространения вулканических пород ряда базальт — андезит — дацит — липарит от тектонических условий. Эти данные в совокупности с анализом петрохимических особенностей дают возможность рассмотреть проблемы продольной и поперечной зональности в распределении различных типов вулканических пород.

К сожалению, достоверные данные об объемах и площадях распространения типов вулканических пород или комплексов по крупным регионам практически отсутствуют. Нет и достаточно надежных геологических карт, которые позволили бы провести подобный анализ. Поэтому приходится опираться на оценку качественных описаний и дополнить ее анализом кривых распределения проанализированных образцов вулканических пород по содержанию SiO₂. При достаточно большом количестве образцов и корректировке данными качественных описаний этот метод можно использовать как аналог точечного опробования. По данным качественных описаний можно не только надежно корректировать кривые распределения, но и, что особенно важно, достаточно надежно установить факт отсутствия тех или иных типов вулканических пород в отдельных районах.

Таблица 7

Средние химические составы четвертичных вулканических пород Центральных Курил

Окислы	Интервал усреднения по SiO ₂									
	49,1-53,0%		53,1-57,0%		57,1-61,0%		61,1-65,0%		65,1-69,0%	
	X	δ	X	δ	X	δ	X	δ	X	
SiO ₂	50,86	1,28	54,80	1,20	58,87	1,13	63,37	1,33	65,49	
TiO ₂	1,11	0,16	1,08	0,20	0,90	0,31	0,15	0,07	0,74	
Al ₂ O ₃	18,37	2,06	17,68	1,15	16,86	1,23	16,16	0,72	15,28	
Fe ₂ O ₃	3,71	1,58	3,55	0,81	3,65	1,04	3,01	0,91	2,48	
FeO	6,63	1,21	5,22	1,37	3,88	0,83	3,00	0,96	3,29	
MnO	0,21	0,05	0,19	0,03	0,17	0,07	0,17	0,02	0,17	
MgO	5,10	0,60	4,31	0,47	3,29	0,51	2,28	0,33	1,75	
CaO	10,01	0,83	8,39	0,94	7,38	0,47	5,38	0,77	4,77	
Na ₂ O	2,46	0,49	3,02	0,43	3,29	0,34	3,70	0,25	4,02	
K ₂ O	0,66	0,23	0,99	0,38	1,09	0,40	1,02	0,31	1,41	
<i>Параметры, по А. Н. Заварицкому</i>										
\$	61,20		65,40		69,00		73,40		74,80	
a	7,20		8,10		9,00		9,90		10,90	
c	9,20		8,10		8,30		6,00		4,80	
b	22,40		18,40		13,70		10,70		9,50	
O	—1,42		6,17		11,58		21,04		23,12	
c'	14,40		13,00		6,60		11,00		11,40	
m'	40,63		41,00		41,60		36,10		31,40	
G	45,00		46,00		51,80		52,90		57,20	
n	88,23		82,75		81,53		84,50		81,25	
<i>Характерные величины</i>										
K ₂ O/Na ₂ O	0,25		0,33		0,33		0,27		0,34	
Fe ₂ O ₃ /FeO + FoO	0,30		0,41		0,48		0,50		0,41	
alkal	21,49		21,69		21,24		20,88		20,71	
Среднее из:	9 анализов		14 анализов		15 анализов		5 анализов		3 анализа	

На островных дугах, выдвинутых в сторону океана (подвижные тектонические системы типа Бонин), кривая распределения вулканических пород по SiO₂ носит асимметричный характер. Главный пик располагается в области пород с содержанием 49—53% SiO₂ (до 38% общего количества проанализированных образцов). Общее количество базальтов, с учетом тех их разновидностей, которые содержат 45—49% SiO₂, превышает 45%. Общее количество андезитов и андезито-дацитов в интервале 53—65% SiO₂ превышает 40%. На долю пород с содержанием SiO₂ более 65% приходится около 15% (рис. 43). Сложный характер кривой обусловлен присутствием в рассматриваемых тектонических системах вулканов двух основных типов. Наиболее распространены базальтовые стратовулканы и щитообразные вулканы при подчиненном количестве стратовулканов, сложенных породами базальт-андезитовой серии. Породы с содержанием SiO₂ более 65% представлены пемзами, выбросы которых связаны с вулканами щитообразного типа. Зональности в распределении вулканов различного типа не отмечается. Характерной чертой состава базальтов является резко пониженное содержание в них щелочей и алюминия (даже в порфировых разностях пород) при пониженной основности и высоком содержании темноцветных компонентов. Так, Na₂O + K₂O в базальтах дуги Тонга-Кермадек 2,4% (Wolff, 1929), Мариан-Бонинской дуги — 2,25%, Южно-Сандвичевых островов — 2,3% (Baker, 1968) при содержании Al₂O₃ 14—16% и значении параметра *B* (сумма феррических компонентов в пересчете по методу А. Н. Заварицкого) до 30—35. В целом эти базальты близки к нормальным толеитам.

Кривая распределения вулканических пород островных дуг нормального типа (подвижные тектонические системы типа Курил) носит симметричный характер. Главный пик соответствует андезито-базальтам и андезитам (53—57% SiO₂). Общее количество андезито-базальтов, андезитов и андезито-дацитов составляет 60—70% всей массы вулканических пород. Базальтов не более 20% общего количества. Породы с содержанием SiO₂ более 69% практически повсеместно отсутствуют. Единичные проявления кислого вулканизма отмечены в участках островных дуг, обладающих максимальной тенденцией к поднятию в четвертичное время, в частности на Южных Курилах и о. Симушир (кальдеры Головкина, Заварицкого). Базальты островных дуг нормального типа относятся к переходным разностям высокоглиноземистых базальтов. Щелочей в них 2,5—3,5% при

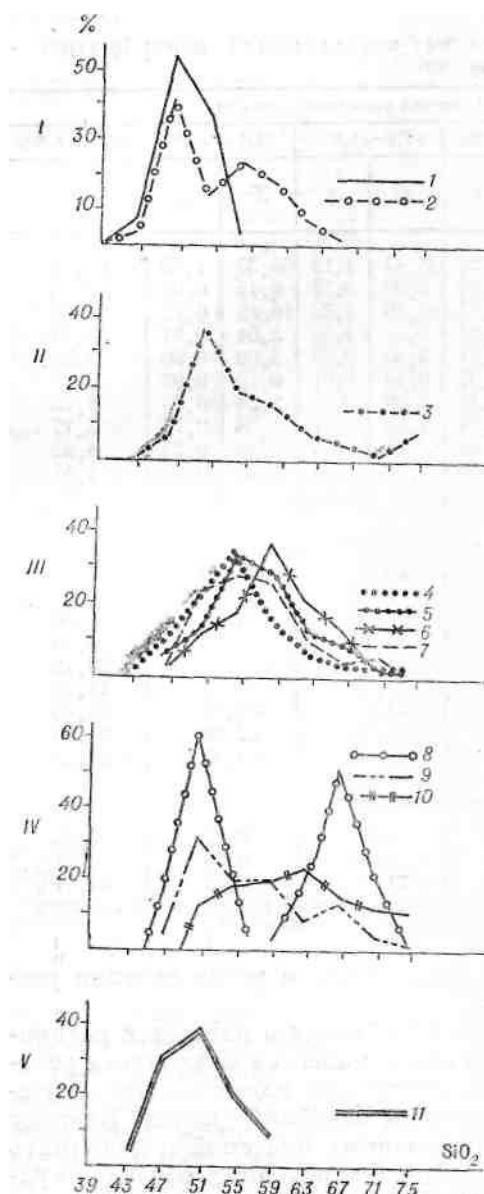


Рис. 43. Характер распределения четвертичных вулканических пород по SiO_2 в различных типах тектонических подвижных систем. Римские цифры обозначают типы тектонических подвижных систем и соответствуют рис. 36.

1 — Гавайские острова (по данным Macdonald, Katsura, 1964) — 85 анализов; 2 — остров Тристан да Кунья (по данным Baker e. a., 1964) — 48 анализов; 3 — зона Изу-Бонин — 113 анализов; 4 — Ява — 79 анализов; 5 — восточная часть Зондской дуги — 31 анализ; 6 — Рюкю — 27 анализов; 7 — Курилы — 337 анализов; 8 — базальтовая формация Камчатки (левый пик — 45 анализов) и формация кислых вулканических пород Камчатки (правый пик — 30 анализов); 9 — Камчатка (в целом) — 620 анализов; 10 — Суматра — 86 анализов; 11 — Западно-Камчатская щелочная провинция — 26 анализов.

содержании Al_2O_3 17—19%. Основность базальтов сравнительно с теми, которые развиты на островных дугах типа Бонин, понижается: параметр b не превышает 25, редко достигая 30.

В целом можно говорить о проявлении на нормальных островных дугах типа Курил андезитовой (или, правильнее, базальт-андезитовой) серии. Однако характер вулканов этой серии резко изменяется в зависимости от положения в пределах дуги. Прежде всего, это относится к поперечной зональности в распределении вулканов. Во внешней и центральной частях вулканических поясов широко развиты андезитовые стратовулканы с многочисленными латеральными экструзивными куполами и андезитовые кальдера-вулканы типа Кракатау. В тыловой части обычны бескальдерные стратовулканы андезитового и базальтового

состава. При этом если андезиты страто- и кальдера-вулканов внешней части пояса представлены двупироксеновыми разностями и амфибол присутствует лишь в породах, слагающих экструзивные купола, то в андезитах вулканов внутренней его части роговая обманка является основным минералом, слагающим фенокристаллы. Это явление описано для вулканов Курильской гряды Г. С. Горшковым (1967). Широкое развитие в тыловых частях островных дуг базальтовых стратовулканов отмечалось мной (Эрлих, 1966).

Таблица 8

Средние химические составы четвертичных вулканических пород
Южных Курил

Окислы	Интервал усреднения по SiO ₂											
	до 49,0 %		49,1—53,0 %		53,1—57,0 %		57,1—61,0 %		61,1—65,0 %		65,1—69,0 %	
	$\bar{x}$	δ	$\bar{x}$	δ	$\bar{x}$	δ	$\bar{x}$	δ	$\bar{x}$	δ	$\bar{x}$	δ
SiO ₂	47,63	1,05	51,50	0,83	55,13	1,05	58,51	1,02	63,01	1,15	66,61	69,96
TiO ₂	0,91	0,40	0,96	0,15	0,9	0,27	0,99	0,48	0,88	0,49	0,69	0,65
Al ₂ O ₃	18,82	2,14	17,67	1,56	17,77	1,57	16,63	1,06	16,04	0,97	14,66	14,58
Fe ₂ O ₃	4,76	1,26	3,76	0,28	3,48	1,34	3,83	1,46	4,04	1,49	2,16	1,63
FeO	5,58	1,26	7,22	1,02	5,54	1,13	4,44	1,38	2,58	0,98	2,44	1,86
MnO	0,11	0,07	0,72	1,34	0,15	0,09	0,18	0,12	0,13	0,05	0,15	0,70
MgO	6,19	2,52	4,46	0,53	4,09	0,78	3,20	0,59	2,20	0,62	1,49	0,67
CaO	10,97	1,30	10,27	1,03	8,82	0,79	7,51	0,66	5,84	0,44	4,13	5,50
Na ₂ O	2,26	0,34	2,30	0,42	2,66	0,42	2,88	0,56	2,95	0,52	3,61	4,01
K ₂ O	0,90	0,23	0,79	0,34	0,81	0,39	0,91	0,43	1,03	0,40	1,09	0,70

Параметры, по А. Н. Заварицкому

<i>s</i>	58,20	61,70	65,80	69,30	75,60	78,00	79,90
<i>a</i>	6,70	6,50	7,20	8,00	8,40	9,80	9,90
<i>c</i>	10,00	9,00	8,70	7,40	6,60	5,10	4,20
<i>b</i>	25,10	22,80	18,30	15,30	9,40	7,10	6,00
<i>Q</i>	-6,83	1,25	8,20	15,09	27,86	40,43	35,80
<i>c'</i>	16,10	17,30	12,80	12,80	7,60	<i>a'</i> =2,00	<i>a'</i> =20,20
<i>m'</i>	44,40	34,10	39,30	36,10	65,90	61,70	18,00
<i>f'</i>	39,50	48,60	47,80	51,10	26,50	36,30	61,80
<i>n</i>	78,26	80,43	82,35	82,45	80,50	82,85	90,20

Характерные величины

K ₂ O/Na ₂ O	0,40	0,34	0,30	0,31	0,35	0,30	0,17
Fe ₂ O ₃ /Fe ₂ O ₃ +FeO _т	0,46	0,35	0,39	0,47	0,61	0,47	0,46
alkal	21,98	20,76	21,24	20,42	20,02	19,36	19,29
Среднее из:	13 анали- зов	7 анали- зов	37 ана- лиз	24 ана- лиз	13 ана- лиз	14 ана- лиз	2 ана- лиз

суоконтинентальной на Кунашире — итуруп до субокеанической на Симушире. Этот очень важный факт, по всей видимости, свидетельствует

Таблица 9

Средние химические составы четвертичных вулканических пород
Северо-Восточного Хоккайдо

Окислы	Интервал усреднения по SiO ₂											
	49,1—53,0%		53,1—57,0%		57,1—61,0%		61,1—65,0%		65,1—69,0%		69,1—73,0%	
	$\bar{X}$	δ	$\bar{X}$	δ	$\bar{X}$	δ	$\bar{X}$	δ	$\bar{X}$	δ	$\bar{X}$	δ
SiO ₂	51,63	1,48	55,42	1,25	59,03	1,24	63,87	1,14	66,75	0,93	70,96	1,30
TiO ₂	0,95	0,15	0,95	0,24	0,67	0,17	0,61	0,25	0,59	0,15	0,43	0,15
Al ₂ O ₃	18,91	1,08	17,21	1,13	17,42	0,92	15,72	0,61	15,03	0,39	13,73	0,98
Fe ₂ O ₃	3,07	0,65	3,24	0,39	3,21	0,79	2,61	0,57	2,21	0,20	1,87	0,61
FeO	6,87	0,67	5,97	1,89	4,53	1,42	3,51	1,09	2,72	0,50	1,78	0,50
MnO	0,24	0,14	0,15	0,06	0,17	0,22	0,14	0,10	0,13	0,07	0,10	0,06
MgO	3,95	0,47	3,83	0,50	3,00	0,56	1,72	0,48	1,46	0,28	0,85	0,21
CaO	10,69	0,97	8,49	0,73	7,01	0,79	5,13	0,67	4,46	0,20	3,03	0,49
Na ₂ O	2,31	0,47	2,64	0,21	2,98	0,53	3,61	0,16	3,82	0,27	3,75	0,35

Параметры, по А. Н. Заварицкому

<i>s</i>	63,60	66,20	70,20	74,90	77,40	80,40
<i>a</i>	6,30	7,60	8,30	10,20	10,10	10,70
<i>c</i>	10,30	8,10	7,90	5,60	5,10	3,70
<i>b</i>	20,80	18,10	13,60	9,30	7,40	5,20
<i>Q</i>	3,77	9,00	15,91	23,56	29,42	35,73
<i>c'</i>	16,90	14,50	6,80	7,40	4,62	<i>a'</i> = 6,60
<i>m'</i>	34,60	36,90	38,50	31,40	33,33	27,60
<i>f'</i>	48,50	48,60	54,70	61,20	62,03	65,80
<i>n</i>	88,00	77,80	79,70	79,40	83,56	75,95

Характерные величины

K ₂ O/Na ₂ O	0,24	0,42	0,38	0,39	0,28	0,49
Fe ₂ O ₃ /Fe ₂ O ₃ +FeO	0,31	0,35	0,41	0,43	0,43	0,51
alkal	21,78	20,97	21,48	20,79	19,94	10,31
Среднее из:	6 анали- зов	12 анали- зов	29 анали- зов	6 анали- зов	8 анали- зов	5 анали- зов

Примечание. Расчет производился суммарно для вулканов рядов Токачи-Дайсетсу и Ширетоко-Акан.

о том, что тектоническое поднятие и изменение характера магматических выплавов опережают процесс роста коры и являются, таким образом, главным показателем тенденции развития тектонической системы.

Кривая распределения вулканических пород по SiO₂ для подвижных тектонических систем типа Камчатки резко асимметрична. Начинаясь в области базальтов, она охватывает весь интервал кислотности ряда базальт — липарит. Главный пик для Камчатки располагается в области 49—53% SiO₂ (Эрлих, 1966). Аналогичная картина наблюдается и для вулканических пород Японии (Taneda, 1962). Для Суматры главный пик располагается в области пород с содержанием SiO₂ 55 — 59%. Сложность кривой обусловлена тем, что наряду с базальт-андезитовыми и андезитовыми вулканами, аналогичными таковым островных дуг нормального типа, в пределах тектонических систем типа Камчатки появляются новые типы ассоциаций пород ряда базальт — липарит, характерные исключительно для данной стадии развития подвижных тектонических систем. Таковы, в частности, базальтовый ареальный вулканизм и кислый вулканизм. Это заключение можно подтвердить данными о положении указанных двух типов вулканизма в западной части Тихоокеанского кольца.

Проявления базальтового вулканизма связаны со вторым четвертичным вулканическим циклом в пределах подвижных тектонических систем типа Камчатки. Они представлены трещинными излияниями, многочисленными шлаковыми конусами, располагающимися вдоль линейных трещинных зон и сопровождающихся лавовыми потоками, щитообразными вулканами, близкими к исландскому типу, и реже

крупными стратовулканами типа Ключевской сопки, Вилучика, Кроноцкой сопки, Фудзи, Чокай, вулкана Мапас. К проявлениям базальтового вулканизма относятся и крупные стратовулканы с кальдерами гавайского типа на вершине, такие как Толбачик и Плоская сопка в Центральной Камчатской депрессии, вулканы Вениаминова и Аниакчик на п-ове Аляска и др. Подавляющее большинство центров базальтового вулканизма и

Таблица 10

Средние химические составы четвертичных вулканических пород зоны Назу

Окислы	Интервал усреднения по SiO ₂											
	49,1—53,0%		53,1—57,0%		57,1—61,0%		61,1—65,0%		65,1—69,0%		69,1—73,0%	
	$\bar{X}$	δ	$\bar{X}$	δ	$\bar{X}$	δ	$\bar{X}$	δ	$\bar{X}$	δ	$\bar{X}$	δ
SiO ₂	51,26	0,98	55,60	1,16	58,96	1,11	63,19	1,14	67,99	0,54	69,90	0,89
TiO ₂	0,89	0,23	0,89	0,17	0,81	0,26	0,59	0,18	0,70	0,34	0,34	0,23
Al ₂ O ₃	18,31	1,30	17,10	1,07	16,60	1,04	15,69	0,66	15,05	0,80	14,61	0,70
Fe ₂ O ₃	3,20	0,69	3,06	0,64	2,96	0,74	2,72	0,71	2,06	0,52	1,86	0,76
FeO	6,95	0,94	6,04	0,88	5,06	0,98	3,53	0,87	2,32	0,73	1,86	0,65
MnO	0,16	0,08	0,13	0,03	0,17	0,20	0,11	0,07	0,10	0,13	0,09	0,07
MgO	5,07	1,10	4,36	0,76	3,43	0,77	2,68	0,68	1,06	0,45	0,88	0,17
CaO	10,40	0,79	8,38	0,62	7,13	0,54	5,37	0,70	3,91	0,70	3,32	0,35
Na ₂ O	2,17	0,40	2,47	0,24	2,79	0,50	3,32	0,56	3,31	0,34	3,55	0,35
K ₂ O	0,39	0,27	0,98	0,31	1,01	0,40	1,36	0,39	1,57	0,24	1,68	0,51

Параметры, по А. Н. Заварицкому

<i>s</i>	62,20	65,30	69,60	73,60	78,30	79,70
<i>a</i>	5,50	7,00	7,90	9,40	9,00	10,20
<i>c</i>	10,10	8,20	7,50	5,60	5,80	4,00
<i>b</i>	22,20	19,50	15,00	11,40	6,90	6,10
<i>Q</i>	3,40	10,30	16,01	22,50	35,20	34,90
<i>c'</i>	14,30	17,80	9,30	9,10	<i>a'</i> =16,00	<i>a'</i> =20,00
<i>m'</i>	40,90	38,60	39,30	40,00	26,00	24,40
<i>f'</i>	44,80	43,60	51,40	50,90	58,00	55,60
<i>n</i>	89,50	80,00	80,30	77,90	76,25	76,00

Характерные величины

K ₂ O/Na ₂ O	0,18	0,38	0,36	0,41	0,47	0,47
Fe ₂ O ₃ /Fe ₂ O ₃ +FeO	0,32	0,34	0,37	0,44	0,47	0,50
alkal	20,87	20,50	20,40	20,37	19,94	19,84
Среднее из:	32 анали- зов	28 анали- зов	48 анали- зов	18 анали- зов	18 анали- зов	12 анали- зов

все проявления ареального вулканизма локализуются во внутренних вулканических зонах или в тыловых частях внешних вулканических зон. Так, ареальные базальты Сокадана на Суматре, районов Окленда и Короманделя в Нов. Зеландии, зоны Срединного хребта Камчатки, поля ареальных базальтов Филиппин приурочены к внутренним вулканическим поясам. На Южной и Восточной Камчатке и в Центральной Камчатской депрессии поля ареальных базальтов располагаются в тыловой части вулканического пояса, для внешней части которого характерны ряды андезитовых стратовулканов или изолированные центры кислого вулканизма. Проявления базальтового вулканизма во фронтальной зоне внешних вулканических поясов приурочены к зонам поперечных поднятий, таким как район Паратунки на Камчатке. Лишь в редких случаях на затухании линейных ослабленных зон фундамента здесь локализуются отдельные базальтовые вулканы центрального типа (такие как Ключевская или Кроноцкая сопки).

Центры кислого вулканизма в западной части Тихоокеанского кольца приурочены почти исключительно к тектоническим подвижным системам типа Камчатки. Действительно, как отмечалось ранее, на Центральных и Северных Курилах вулканические породы с содержанием SiO_2 более 69% полностью отсутствуют (Эрлих, 1966). Непосредственно близ стыка с Курилами на Южной Камчатке, в 60 км от южной оконечности мыса Лопатки, появляется крупнейший центр, с которым связаны массовые выбросы кислых пемз и внедрение кислых экструзий — кольцевая структура района Курильского озера. От нее на север один за другим следуют такие же вулканические центры, давшие значительные по масштабам выбросы кислой пирокластики (вулканы Ксудач, Горелый, Опала, липаритовые экструзии района Паратунки и Бол. Банных). Далее, в пределах грабен-синклинади Восточной Камчатки находятся такие крупнейшие центры кислого вулканизма, как кольцевые структуры Карымско-Семячикского района.

Аналогичная картина наблюдается при переходе Курильской дуги на Хоккайдо, где появляются крупные кальдеры Кутчаро, Акан, Масю и другие, с которыми связаны массовые выбросы кислой пирокластики. При переходе вулканического пояса Рюкю на о. Кюсю отмечается появление таких крупнейших центров кислого вулканизма, как Асо, Эйра, Унзен и т. д. В пределах Фосса-Магна, т. е. на пересечении структур Изу-Бонинской дуги с о. Хонсю, располагается вулкан

Таблица 11

Средние химические составы четвертичных вулканических пород зоны Чокай

Оксиды	Интервал усреднения по SiO ₂							
	49,1—53,0 %		53,1—57,0 %		57,1—61,0 %		61,1—65,0 %	
	$\bar{X}$	δ	$\bar{X}$	δ	$\bar{X}$	δ	$\bar{X}$	δ
SiO ₂	51,19	1,42	55,13	0,90	59,15	1,23	63,13	1,46
TiO ₂	1,08	0,22	0,79	0,19	0,75	0,18	0,56	0,17
Al ₂ O ₃	17,27	1,50	18,54	0,99	17,28	0,74	16,42	0,85
Fe ₂ O ₃	3,91	1,08	3,39	0,90	3,03	0,33	3,04	0,98
FeO	5,97	0,87	4,56	0,52	3,92	0,68	2,97	0,73
MnO	0,15	0,05	0,14	0,03	0,13	0,028	0,12	0,02
MgO	5,68	1,44	4,11	0,79	3,06	0,37	2,33	0,39
CaO	9,50	1,08	7,87	0,74	6,36	0,58	5,44	0,61
Na ₂ O	3,17	0,62	2,90	0,62	3,29	0,24	3,63	0,29
K ₂ O	1,04	0,40	1,34	0,33	1,69	0,40	1,74	0,78
P ₂ O ₅	0,53	0,30	0,39	0,19	0,57	0,61	0,36	0,25
H ₂ O	0,17	0,07	0,39	0,30	0,49	0,46	0,35	0,20

Параметры, по А. Н. Заварицкому

<i>s</i>	60,60	66,30	70,10	73,30
<i>a</i>	8,60	8,70	10,00	10,50
<i>c</i>	7,50	8,60	7,00	5,90
<i>b</i>	23,30	16,40	12,90	10,30
<i>Q</i>	3,83	6,44	13,16	19,58
<i>a'</i>	—	—	—	—
<i>c'</i>	18,30	8,70	7,60	7,20
<i>m'</i>	42,10	44,60	41,60	37,60
<i>f'</i>	39,60	46,70	50,80	54,20
<i>n</i>	82,25	85,24	74,64	76,31
<i>t</i>	1,61	1,07	0,91	0,56
φ	14,41	18,34	20,79	25,50
<i>a/c</i>	1,14	1,01	1,42	1,79

Характерные величины

K ₂ O/Na ₂ O	0,33	0,46	0,51	0,48
Fe ₂ O ₃ /FeO+Fe ₂ O ₃	0,40	0,43	0,44	0,50
alkal	21,48	22,78	22,26	21,79
Среднее из:	12 анализов	19 анализов	15 анализов	7 анализов

Примечание. В понятие зоны Чокай и соответственно в расчет, кроме вулканов, относимых к зоне Чокай японскими авторами, включены вулканы Западного Хоккайдо, располагающиеся параллельно орогенической зоне Хидзюга.

Хаконе с двойной кальдерой, в период формирования которой опять же имели место массовые выбросы кислых пирокластических продуктов. В вулканической зоне Нацу в плейстоцене формируются покровы игнимбритов и потоки пемз (Kawano, Yagi, Aoki, 1961). При движении вдоль Зондской дуги с востока на запад первые проявления кислого вулканизма отмечаются на Кракатау, а далее, на Суматре, известны крупнейшие вулканотектонические депрессии Ранау, Тоба, игнимбритовые плато районов Пасомах и Лампонг. Ни в Зондской дуге от моря Банда до Явы включительно, ни в Андамандской дуге к северу от Суматры проявлений кислого вулканизма в четвертичное время не отмечается. На всем протяжении вулканических поясов между Зондской дугой и Кюсю проявления кислого вулканизма установлены еще только на Целебесе и Филиппинах, т. е. приурочены к районам, вступившим в орогеническую фазу развития. На продолжении системы островной дуги Тонга-Кермадек в пределы Нов. Зеландии картина аналогична отмеченной для других случаев перехода нормальных структур островных дуг в структуры типа орогена. Здесь расположены центры кислого вулканизма зоны Таупо, с которыми связаны огромные по масштабу выбросы спекшихся туфов, игнимбритов, пемз и крупные ареалы риолитовых куполов.

Параллельно с изменением кислотности наиболее дифференцированных вулканических продуктов значительно изменяются размеры кальдер и появляются крупные кольцевые вулканотектонические депрессии, о чем

говорилось в главе IV.

Кислый вулканизм связан с первым четвертичным вулканическим циклом. В течение второго цикла большая часть центров кислого вулканизма, приуроченных к внутренним вулканическим поясам или тыловым частям внешних поясов, отмирает.

Средние химические составы четвертичных вулканических пород вулканической зоны Фосса-Магна

Оксиды	Интервал усреднения по SiO ₂													
	до 49,0 %		49,1—53,0 %		53,1—57,0 %		57,1—61,0 %		61,1—65,0 %		65,1—69,0 %		69,1—73,0 %	
	$\bar{X}$	δ	$\bar{X}$	δ	$\bar{X}$	δ	$\bar{X}$	δ	$\bar{X}$	δ	$\bar{X}$	δ	$\bar{X}$	δ
SiO ₂	47,85	1,12	50,77	0,98	54,58	1,15	58,84	1,14	63,25	0,96	67,15	1,22	71,12	0,5
TiO ₂	0,70	0,15	1,04	0,74	0,79	0,33	0,77	0,30	0,74	0,27	0,62	0,23	0,32	0,1
Al ₂ O ₃	17,58	1,35	18,18	1,47	17,23	1,52	16,14	1,07	15,76	0,51	14,86	0,83	13,65	0,8
Fe ₂ O ₃	3,37	0,44	3,10	0,91	3,13	1,25	1,25	1,08	2,08	0,66	2,20	0,83	1,66	0,8
FeO	8,19	0,86	7,58	1,25	6,60	1,01	5,15	1,69	4,54	0,87	2,67	0,78	1,32	0,7
MnO	0,25	0,23	0,18	0,07	0,20	0,10	0,16	0,05	0,18	0,07	0,12	0,02	0,12	0,0
MgO	7,62	1,75	4,97	1,19	4,22	1,03	3,60	0,94	2,48	1,12	1,27	0,33	0,68	0,5
CaO	11,47	1,26	10,03	1,11	9,04	0,97	7,58	1,24	5,74	0,71	4,64	1,01	2,41	1,0
Na ₂ O	2,04	0,46	2,26	0,47	2,49	0,35	2,88	0,52	3,17	0,60	3,71	0,52	3,21	2,4
K ₂ O	0,45	0,22	0,48	0,24	0,58	0,20	0,90	0,31	1,20	0,61	1,75	0,78	1,66	0,4

Параметры, по А. Н. Заварицкому

<i>s</i>	56,30	61,90	64,20	69,90	73,80	77,80	81,00
<i>a</i>	5,10	5,80	6,60	7,90	8,90	9,70	9,50
<i>c</i>	9,60	9,90	8,70	7,30	6,40	4,60	2,90
<i>b</i>	29,00	22,30	19,50	14,90	11,90	7,90	6,60
<i>Q</i>	-6,99	2,09	7,55	16,86	22,40	28,04	50,17
<i>c'</i>	16,00	13,20	13,80	16,30	6,80	13,40	<i>c'</i> = 42,30
<i>m'</i>	45,50	39,40	37,80	42,40	37,30	27,70	16,50
<i>f'</i>	38,50	47,40	48,40	41,30	55,90	59,90	41,20
<i>n</i>	88,88	87,80	86,95	82,14	79,68	76,91	74,80

Характерные величины

K ₂ O/Na ₂ O	0,29	0,21	0,24	0,31	0,38	0,42	0,52
Fe ₂ O ₃ /FeO+FeO	0,25	0,29	0,32	0,20	0,31	0,45	0,56
alkal	20,07	20,92	20,30	19,92	20,13	20,32	18,52
Среднее из:	6 анализов	47 анализов	28 анализов	22 анализов	12 анализов	6 анализов	6 анализов

Примечание. Суммарный расчет для всего района восточной части Фосса-Магна, разделенного рядом авторов на две зоны — Фудз

Средние химические составы четвертичных вулканических пород вулканических зон Изу и Марианской дуги

Оксиды	Интервал усреднения по SiO ₂													
	до 49,0 %		49,1—53,0 %		53,1—57,0 %		57,1—61,0 %		57,1—61,0 %*		61,1—65,0 %		65,1—69,0 %	
	$\bar{X}$	δ	$\bar{X}$	δ	$\bar{X}$	δ	$\bar{X}$	δ	$\bar{X}$	δ	$\bar{X}$	δ	$\bar{X}$	δ
SiO ₂	47,29	2,39	51,32	0,93	54,30	1,07	59,95	59,39	62,80	0,89	67,20	1,41	71,12	0,5
TiO ₂	0,76	0,35	1,09	0,35	0,95	0,47	0,76	0,81	0,96	0,46	0,56	0,11	0,32	0,1
Al ₂ O ₃	19,23	1,40	16,12	1,76	15,47	0,79	15,37	17,13	14,90	1,07	14,39	0,73	13,65	0,8
Fe ₂ O ₃	3,63	2,07	3,79	1,44	3,46	1,15	2,61	2,59	2,76	0,84	1,88	0,37	1,66	0,8
FeO	7,80	1,43	9,15	2,14	9,68	1,39	6,12	3,86	5,43	1,98	3,12	0,55	1,32	0,7
MnO	0,21	0,03	0,20	2,07	0,14	0,13	0,22	0,23	0,18	0,06	0,10	0,04	0,12	0,0
MgO	6,01	1,72	4,84	0,87	3,78	0,62	3,40	1,22	2,27	0,47	1,28	0,30	0,68	0,5
CaO	12,52	1,46	10,44	0,79	0,89	0,88	7,24	3,29	5,84	0,29	4,89	0,66	2,41	1,0
Na ₂ O	1,53	0,26	1,94	0,86	2,41	0,30	3,00	5,84	3,06	0,56	3,87	0,24	3,21	2,4
K ₂ O	1,57	0,09	0,36	0,10	0,99	0,18	0,50	3,98	0,63	0,22	0,73	0,12	1,66	0,4

Параметры, по А. Н. Заварицкому

<i>s</i>	56,70	61,10	63,80	69,50	69,50	73,70	77,70
<i>a</i>	5,60	4,98	7,00	7,40	18,90	7,50	9,50
<i>c</i>	10,50	8,70	7,10	7,10	2,00	6,40	4,90
<i>b</i>	27,20	25,30	22,10	16,00	10,10	12,40	7,90
<i>Q</i>	-8,68	7,66	5,95	24,46	1,75	15,90	31,20
<i>c'</i>	19,60	17,30	17,40	9,70	20,80	6,14	13,00
<i>m'</i>	39,00	33,14	28,10	37,20	20,10	31,28	27,80
<i>f'</i>	41,40	43,60	54,50	53,10	59,10	62,59	59,20
<i>n</i>	60,00	88,57	78,00	90,56	69,11	88,88	89,78

Характерные величины

K ₂ O/Na ₂ O	1,0	0,18	0,41	0,16	0,66	0,20	0,19
Fe ₂ O ₃ /FeO+FeO	0,32	0,30	0,26	0,29	0,40	0,34	0,58
alkal	22,33	18,42	18,87	25,61	27,61	18,59	13,99
Среднее из	8 анализов	50 анализов	17 анализов	2 анализов	10 анализов	8 анализов	7 анализов

*Средний состав вулканических пород вулканов Иво-джима и Сии-Иво-джима.

Таблица 14

**Средние химические составы четвертичных вулканических пород
Внутреннего моря Японии (между Сикоку и Юго-Западным Хонсю)**

Окислы	Интервал усреднения по SiO ₂							
	49,1—53,0%		53,1—57,0%		57,1—61,0%		61,1—65,0%	
	$\bar{X}$	δ	$\bar{X}$	δ	$\bar{X}$	δ	$\bar{X}$	δ
SiO ₂	50,70	1,53	55,24	0,59	58,09	1,19	62,91	1,46
TiO ₂	0,66	0,41	0,45	0,27	0,58	0,27	0,54	0,13
Al ₂ O ₃	15,48	1,38	18,24	1,01	17,17	0,81	17,82	1,19
Fe ₂ O ₃	3,08	1,42	1,57	1,29	1,82	0,24	1,30	0,94
FeO	5,18	2,35	6,81	1,76	3,83	0,83	3,65	1,84
MnO	0,13	0,04	0,12	0,015	0,19	0,25	0,09	0,05
MgO	8,95	2,07	4,90	1,37	5,27	1,58	2,50	1,08
CaO	8,74	0,80	6,80	0,42	6,12	0,60	5,06	1,40
Na ₂ O	2,62	0,29	3,02	0,41	3,37	0,36	3,34	0,79
K ₂ O	1,10	0,31	1,45	0,26	1,78	0,21	1,97	0,67

Параметры, по А. Н. Заварицкому

<i>s</i>	58,80	65,50	67,70	73,60
<i>a</i>	7,50	8,90	10,20	10,30
<i>c</i>	6,80	8,30	6,70	6,30
<i>b</i>	26,90	17,30	15,40	9,80
<i>Q</i>	—3,90	5,18	8,39	20,10
<i>c'</i>	14,60	2,50	5,80	8,50
<i>m'</i>	56,90	49,80	59,10	43,90
<i>f'</i>	28,50	47,70	35,10	47,60
<i>n</i>	77,77	76,19	74,66	71,62

Характерные величины

K ₂ O/Na ₂ O	0,42	0,48	0,53	0,59
Fe ₂ O ₃ /Fe ₂ O ₃ +FeO	0,38	0,19	0,32	0,26
alkal	19,20	22,71	22,32	22,63
Среднее из:	7 анализов	6 анализов	9 анализов	14 анализов

Таблица 15

Средние химические составы четвертичных вулканических пород Кюсю
(зона Киришима)

Окислы	Интервал усреднения по SiO ₂											
	49,1—53,0 %		53,1—57,0 %		57,1—61,0 %		61,1—65,0 %		65,1—69,0 %		69,1—73,0 %	
	$\bar{X}$	δ	$\bar{X}$	δ	$\bar{X}$	δ	$\bar{X}$	δ	$\bar{X}$	δ	$\bar{X}$	δ
SiO ₂	49,98	1,13	55,85	1,63	58,91	1,16	63,33	1,27	67,10	1,13	70,00	0,62
TiO ₂	0,95	0,22	0,97	0,20	0,82	0,20	0,65	0,12	0,46	0,12	0,36	0,14
Al ₂ O ₃	18,46	0,68	17,88	0,90	17,02	0,63	16,13	0,59	15,32	0,77	14,57	0,76
Fe ₂ O ₃	2,99	1,39	2,65	0,78	2,46	1,08	2,06	0,69	1,32	0,58	1,02	0,57
FeO	7,33	1,79	5,70	0,77	4,42	1,46	3,78	0,75	2,46	0,65	1,58	0,46
MnO	0,12	0,02	0,11	0,019	0,11	0,03	0,10	0,03	0,07	0,02	0,05	0,02
MgO	5,30	0,84	4,30	0,75	3,17	0,73	1,84	0,39	1,23	0,32	0,70	0,11
CaO	11,44	0,92	3,45	0,73	7,09	1,07	5,60	0,67	3,99	0,81	2,79	0,63
Na ₂ O	2,15	0,18	2,91	0,34	2,98	0,29	3,35	0,35	3,45	0,26	3,67	0,56
K ₂ O	0,57	0,22	1,29	0,41	1,61	0,27	1,80	0,29	2,20	0,40	2,71	0,5

Параметры, по А. Н. Заварицкому

<i>s</i>	57,90	65,50	69,80	74,30	78,30	80,40
<i>a</i>	5,60	8,40	9,10	10,10	10,90	12,20
<i>c</i>	9,50	8,10	7,20	5,30	4,90	3,50
<i>b</i>	27,10	18,00	13,90	10,30	5,90	3,90
<i>Q</i>	-4,87	5,48	14,13	23,15	29,80	32,98
<i>c'</i>	31,10	14,10	12,70	16,30	<i>a'</i> =3,60	<i>a'</i> =14,60
<i>m'</i>	33,30	41,80	39,60	30,60	35,70	21,80
<i>f'</i>	35,60	44,10	47,70	53,10	60,70	64,60
<i>n</i>	86,25	77,04	73,84	73,61	70,70	67,41

Характерные величины

K ₂ O/Na ₂ O	0,26	0,44	0,54	0,54	0,64	0,74
Fe ₂ O ₃ /Fe ₂ O ₃ +FeO	0,28	0,32	0,36	0,35	0,35	0,39
alkal	21,18	22,08	21,61	21,25	20,97	20,95
Среднее из:	11 анали- зов	9 анали- зов	22 анали- зов	36 анали- зов	46 анали- зов	12 анали- зов

Таблица 16

Средние химические составы четвертичных вулканических пород Кюсю
(зона Унзен-Куджу)

Окислы	Интервал усреднения по SiO ₂											
	49,1—53,0%		53,1—57,0%		57,1—61,0%		61,1—65,0%		65,1—69,0%		69,1—73,0%	
	$\bar{X}$	δ	$\bar{X}$	δ	$\bar{X}$	δ	$\bar{X}$	δ	$\bar{X}$	δ	$\bar{X}$	δ
SiO ₂	51,35	3,56	54,75	1,20	58,06	0,97	62,64	0,96	66,34	2,55	71,41	1,40
TiO ₂	0,89	0,17	0,75	0,14	0,36	0,22	0,78	0,13	0,51	0,18	0,38	0,01
Al ₂ O ₃	18,57	0,90	18,55	0,88	17,36	0,96	16,05	0,71	15,67	0,83	14,55	0,44
Fe ₂ O ₃	3,51	0,81	3,33	0,71	2,98	0,60	2,07	0,61	1,67	0,54	0,81	0,30
FeO	5,41	0,92	4,66	1,08	4,14	0,96	3,47	0,77	2,33	0,36	1,50	0,22
MnO	0,15	0,03	0,23	0,65	0,13	0,03	0,13	0,06	0,11	0,11	0,06	0,01
MgO	4,87	0,85	4,11	0,67	3,18	0,63	2,25	0,53	1,30	0,47	0,35	0,26
CaO	8,82	0,79	7,71	0,71	6,38	1,23	4,99	1,00	3,52	0,94	2,06	0,34
Na ₂ O	3,05	0,34	3,27	0,36	3,21	0,40	3,48	0,67	3,96	0,47	3,72	0,37
K ₂ O	1,21	0,34	1,34	0,42	2,01	0,58	2,69	0,74	2,93	0,64	3,68	0,59

Параметры, по А. Н. Заварицкому

<i>s</i>	62,20	65,60	69,20	72,90	76,60	80,70
<i>a</i>	8,90	9,50	10,90	11,80	13,10	13,30
<i>c</i>	8,60	8,20	6,90	5,00	4,00	2,40
<i>b</i>	20,30	16,70	14,10	10,30	6,30	3,60
<i>Q</i>	—2,11	4,10	10,22	17,27	22,98	31,96
<i>c'</i>	13,10	9,20	8,80	11,50	4,40	$\alpha' = 25,90$
<i>m'</i>	42,60	43,00	40,90	36,80	35,20	14,80
<i>f'</i>	44,30	46,80	50,30	50,70	60,40	59,30
<i>n</i>	79,02	78,94	71,23	65,89	67,37	60,60

Характерные величины

K ₂ O/Na ₂ O	0,40	0,41	0,63	0,77	0,75	1,0
Fe ₂ O ₃ /Fe ₂ O ₃ +FeO	0,42	0,42	0,42	0,32	0,42	0,54
alkal	22,83	23,16	22,58	22,22	22,56	21,95
Среднее из:	57 анали- зов	73 анали- зов	21 анали- за	18 анали- зов	19 анали- зов	7 анали- зов

Таблица 17

Средние химические составы четвертичных вулканических пород
островов Рюкю

Окислы	Интервал усреднения по SiO ₂						
	до 57%	57,1—61,0%		61,1—65,0 %	65,1— 69,0 %	69,1—73,0 %	
	$\bar{X}$	$\bar{X}$	δ	$\bar{X}$	$\bar{X}$	$\bar{X}$	δ
SiO ₂	54,4	59,56	0,91	62,6	65,7	70,43	1,48
TiO ₂	0,8	0,72	0,09	0,45	0,6	0,5	0,2
Al ₂ O ₃	17,5	16,32	0,44	16,29	15,81	14,14	1,38
Fe ₂ O ₃	2,9	2,82	0,85	1,86	2,68	1,42	1,29
FeO	6,3	4,46	0,8	4,01	2,11	2,01	0,58
MnO	0,1	0,11	0,01	0,13	0,08	0,1	0,04
MgO	5,2	2,83	0,28	2,79	1,36	0,9	0,47
CaO	9,7	7,44	0,48	6,32	4,28	2,86	0,72
Na ₂ O	2,3	3,14	0,19	3,23	3,82	3,06	0,27
K ₂ O	0,8	1,56	0,1	1,61	1,51	1,91	0,74
Параметры, по А. Н. Заварицкому							
<i>s</i>	63,8	70		72,4	76,8	80,1	
<i>a</i>	6,5	9,2		9,5	10,7	9,5	
<i>c</i>	8,7	6,5		6,3	5,3	3,4	
<i>b</i>	21	14,3		11,8	7,2	7	
<i>Q</i>	—	15,1		19,5	26,9	37,9	

c'	16	19	12,4	2	33,01
m'	43	33,7	40,8	34	21,4
f'	41	47,3	46,8	64	45,6
n	80	74,6	75,3	79,2	71,01
<i>Характерные величины</i>					
K ₂ O/Na ₂ O	0,35	0,5	0,5	0,39	0,62
Fe ₂ O ₃ /Fe ₂ O ₃ + FeO	0,32	0,39	0,31	0,55	0,41
alkal	18,6	21,02	21,13	21,14	19,11
Среднее из:	5 анализов (по Г.С. Горшкову, 1957)	12 анализов	2 ана-лиза	3 ана-лиза	5 анализов

Таблица 18								
Средние химические составы четвертичных вулканических пород восточной части Зондской дуги								
Окислы	Интервал усреднения по SiO ₂							
	до 49%		49,1–53,0%		53,1–57,0 %		57,1–61,0 %	
	$\bar{X}$	δ	$\bar{X}$	δ	$\bar{X}$	δ	$\bar{X}$	δ
SiO ₂	46,58	2,66	51,15	0,42	54,97	1,26	59,30	0,85
TiO ₂	1,06	0,19	0,17	0,19	0,74	0,21	0,77	0,17
Al ₂ O ₃	15,72	4,62	20,31	0,20	18,46	1,44	16,83	1,15
Fe ₂ O ₃	6,22	2,56	2,73	0,32	3,39	0,82	4,40	1,39
FeO	4,36	1,08	7,73	0,66	4,24	0,74	3,37	0,74
MnO	0,178	0,05	0,44	0,07	0,19	0,10	0,18	0,05
MgO	6,20	1,52	5,16	0,16	3,68	1,03	2,30	0,44
CaO	12,01	1,11	8,70	0,18	7,70	0,89	6,21	0,62
Na ₂ O	2,63	0,93	2,58	0,30	3,56	0,43	3,87	0,28
K ₂ O	2,40	1,74	0,93	0,22	1,78	1,35	2,81	0,72
Параметры, по А. Н. Заварицкому								
s	55,20		61,50		65,90		68,60	
a	9,30		7,50		10,60		12,60	
c	6,10		10,60		7,50		5,10	
b	29,40		20,40		16,00		13,70	
Q	-14,49		-2,26		2,66		2,98	
c'	30,09		2,82		13,71		19,00	
m'	36,49		45,23		40,71		28,5	
f'	33,41		51,94		45,47		52,5	
n	62,79		80,76		77,66		67,39	
Характерные величины								
K ₂ O/Na ₂ O	0,91		0,36		0,50		0,73	
Fe ₂ O ₃ /Fe ₂ O ₃ + FeO	0,54		0,26		0,45		0,57	
alkal	20,75		23,82		23,80		23,51	
Среднее из:	12 анализов		5 анализов		6 анализов		8 анализов	

Средние химические составы четвертичных вулканических пород Явы (Внешняя зона)					
Окислы	Интервал усреднения по SiO ₂				
	53,1–57,0 %		57,1–61,0 %		61,1–65,0 %
	$\bar{X}$	δ	$\bar{X}$	δ	$\bar{X}$
SiO ₂	55,35	0,56	58,57	1,87	61,75
TiO ₂	0,72	0,04	0,83	0,04	0,79
Al ₂ O ₃	16,51	1,33	17,26	0,72	16,79
Fe ₂ O ₃	2,45	0,65	3,59	0,77	2,31
FeO	5,87	0,42	4,97	0,70	3,91
MnO	0,15	0,04	0,15	0,03	0,13
MgO	5,68	0,25	2,18	0,33	2,72
CaO	9,18	0,28	5,65	0,30	6,16
Na ₂ O	2,23	0,32	3,16	0,48	3,77
K ₂ O	0,86	0,31	1,92	1,29	1,50
Параметры, по А. Н. Заварицкому					
s	58,40		70,50		71,40
a	15,90		10,20		10,60
c	2,20		7,00		6,40
b	23,50		12,30		11,60
Q	17,30		13,54		16,19
c'	34,20		1,70		17,00
m'	37,40		31,60		40,00
f'	28,40		66,70		43,00
n	78,37		71,82		79,22
Характерные величины					
K ₂ O/Na ₂ O	0,38		0,61		0,40
Fe ₂ O ₃ /Fe ₂ O ₃ + FeO	0,29		0,41		0,33
alkal	19,60		22,34		26,72
Среднее из:	8 анализов		4 анализов		1 анализа

Таблица 20								
Средние химические составы четвертичных вулканических пород Явы (Внутренняя зона)								
Окислы	Интервал усреднения по SiO ₂							
	до 49%		49,1–53,0%		53,1–57,0 %		57,1–61,0 %	
	$\bar{X}$	δ	$\bar{X}$	δ	$\bar{X}$	δ	$\bar{X}$	δ
SiO ₂	47,01	1,41	51,62	1,12	54,78	0,91	53,50	1,33
TiO ₂	1,48	0,58	1,20	0,52	0,87	0,24	0,79	0,18
Al ₂ O ₃	19,10	1,02	13,62	0,94	18,46	1,44	17,73	1,60
Fe ₂ O ₃	3,99	1,29	4,24	1,61	4,10	0,82	3,33	0,98
FeO	6,70	1,23	5,12	1,53	4,02	0,74	3,90	1,38
MnO	0,18	0,023	0,18	0,05	0,17	0,10	0,15	0,05
MgO	5,32	0,60	3,94	0,78	3,18	1,03	2,39	0,44
CaO	10,80	0,70	9,17	0,77	8,18	0,89	6,57	1,38
Na ₂ O	2,69	0,44	3,24	0,46	3,36	0,43	3,43	0,49
K ₂ O	1,14	0,56	1,75	0,57	1,90	1,35	1,91	0,80

Параметры, по А. Н. Заварицкому				
<i>s</i>	57,80	62,40	65,60	69,90
<i>a</i>	8,10	10,00	10,50	10,70
<i>c</i>	9,50	8,00	7,50	7,00
<i>b</i>	24,60	19,60	16,40	12,40
<i>Q</i>	-10,07	-3,29	2,79	11,44
<i>c'</i>	18,30	3,10	17,80	10,90
<i>m'</i>	38,80	6,90	34,30	33,70
<i>f'</i>	42,90	90,00	47,90	55,40
<i>n</i>	78,57	74,2	72,90	73,33
Характерные величины				
K ₂ O/Na ₂ O	0,42	0,54	0,56	0,55
Fe ₂ O ₃ /Fe ₂ O ₃ + FeO	0,37	0,45	0,51	0,47
alkal	22,93	23,61	23,57	23,07
Среднее из:	4 анализов	20 анализов	38 анализов	4 анализов

Таблица 21

**Средние химические составы четвертичных вулканических пород вулкана
Кракатау**

Окислы	Интервал усреднения по SiO ₂											
	49,1-53,0		53,1-57,0		57,1-61,0		61,1-65,0		65,1 - 69,0		69,1-73,0	
	%		%		%		%		%		%	
	$\bar{X}$	δ	$\bar{X}$	δ	$\bar{X}$	δ	$\bar{X}$	δ	$\bar{X}$	δ	$\bar{X}$	δ
SiO ₂	49,67	1,36	54,19	0,50	59,63	1,02	63,56	1,12	66,78	1,21	70,10	0,84
TiO ₂	1,37	0,33	1,53	0,44	1,57	0,20	1,05	0,39	0,86	0,28	0,60	0,44
Al ₂ O ₃	17,72	0,76	17,37	1,01	14,30	0,70	17,98	1,48	15,50	1,14	14,73	0,71
Fe ₂ O ₃	4,03	0,85	3,21	0,84	3,49	0,47	2,40	0,31	1,64	0,56	1,60	0,53
FeO	6,39	1,45	5,98	0,63	3,93	0,76	3,02	1,18	2,38	0,71	1,90	0,26
MnO	0,13	0,06	0,13	0,04	0,12	0,01	0,13	0,03	0,12	0,07	0,05	0,03
MgO	5,67	0,85	4,27	0,48	3,06	0,61	1,26	0,49	1,01	0,41	0,87	0,16
CaO	10,28	1,52	8,52	0,38	6,75	0,59	3,03	1,19	3,35	0,44	2,83	0,32
Na ₂ O	2,74	0,26	3,55	0,45	4,33	0,39	3,36	1,09	4,46	0,57	4,53	0,48
K ₂ O	0,64	0,37	0,91	0,16	1,28	0,12	1,92	0,26	2,14	0,43	2,49	0,40

Параметры, по А. Н. Заварицкому

<i>s</i>	59,90	64,90	68,40	72,30	77,70	78,60
<i>a</i>	59,90	64,90	11,50	10,10	77,70	78,60
<i>c</i>	7,10	9,40	3,90	3,80	12,60	13,40
<i>b</i>	8,80	7,30	16,20	13,80	3,10	3,00
<i>Q</i>	24,20	19,40	11,29	21,08	6,60	5,00
<i>c'</i>	4,56	3,29	26,70	<i>a'</i> =48,00	26,14	27,55
<i>m'</i>	17,60	17,20	31,30	15,50	1,20	3,10
<i>f'</i>	41,20	38,20	42,00	36,50	31,30	28,40
<i>n</i>	41,20	44,60	83,10	72,97	67,50	63,50
	88,00	85,07	68,40	72,30	78,10	73,00
			11,50	10,10		
			3,90	3,80		
			16,20	13,80		
			11,29	21,08		
			26,70	<i>a'</i> =48,00		
			31,30	15,50		
			42,00	36,50		
			83,10	72,97		

Характерные величины

K ₂ O/Na ₂ O	Среднее	0,22	20,00	0,25	21,93	
Fe ₂ O ₃ /Fe ₂ O ₃ +FeO	из:	0,22	5 анализов	0,25	4 анализов	
alkal		0,39		0,34		

	0,30	0,59	0,48	0,55
	0,30	0,59	0,48	0,55
0,47		0,44	0,44	0,46
20,91		23,26	22,10	21,75
4 анализов	5 анализов	10 анали-	6 анализов	
		зов		

**Средние химические составы четвертичных вулканических пород Внешней зоны
Суматры**

Окислы	Интервал усреднения по SiO ₂											
	53,1-57,0 %		57,1-61,0%		61,1-65,0%		65,1-69,0% 1		69,1-73,0%		73,0%	
	х	б	1	б	Х	б	Х	б	Х	б	Х	б
SiO ₂	54,78	1,18	58,81	0,95	62,16	1,04	66,88	1,51	71,23	2,20	74,26	1,02
TiO ₂	0,93	0,19	0,79	0,26	0,66	0,40	0,21	0,25	0,26	0,24	0,18	0,10
Al ₂ O ₃	17,75	0,97	17,10	0,68	16,79	0,72	15,19	0,75	14,33	1,53	13,30	0,91
Fe ₂ O ₃	3,62	1,19	3,49	1,52	3,15	1,17	3,22	1,74	1,70	1,40	0,74	0,16
FeO	4,37	1,58	3,37	1,11	2,50	1,27	0,51	0,60	0,75	0,68	0,52	0,44
MnO	0,15	0,16	0,10	0,05	0,08	0,07	0,03	0,008	0,01	10,02	0,02	0,62
MgO	3,94	0,74	2,81	0,71	2,27	0,62	0,72	0,12	0,60	0,39	0,18	0,11
CaO	7,45	0,66	6,36	1,05	5,92	1,04	4,33	2,34	2,32	0,64	0,06	0,40
Na ₂ O	3,05	0,30	3,44	0,59	3,60	0,72	3,25	0,21	3,43	0,53	3,61	0,42
K ₂ O	1,82	0,50	1,54	0,31	2,15	0,53	3,61	1,17	3,60	1,59	4,01	1,05
<i>Параметры, по А. Н. Заварицкому</i>												
s	66,40		69,90		72,50		77,50		80,60		83,70	
a	9,10		10,70		11,20		12,60		12,60		8,10	
c	7,60		6,60		5,84		4,00		2,80		1,30	
b	16,80		12,80		10,50		5,90		4,00		6,90	
O	7,16		12,25		16,48		35,71		33,18		49,90	
c'	11,60		11,10		13,80		22,62		a'=20,30		a'=81,80	
m'	41,60		38,10		36,80		20,20		25,40		4,60	
f	46,80		50,80		49,40		57,20		54,30		13,60	
n	76,20		73,30		71,60		58,24		58,10		73,9	
<i>Характерные величины</i>												
K ₂ O/Na ₂ O	0,60		0,56		0,60		1,12		1,04		1,11	
Fe ₂ O ₃ /Fe ₂ O ₃ +FeO	0,45		0,51		0,56		0,85		0,70		0,59	
alkal	22,62		22,48		22,54		22,05		21,36		20,92	
Среднее из:	12 анали- зов		17 анали- зов		20 анали- зов		6 анали- зов		7 анали- зов		12 анали- зов	

Таблица 23

**Средние химические составы четвертичных вулканических пород о. Суматра
(Внутренняя зона)**

Окислы	Интервал усреднения по SiO ₂			
	49,1—53,0 %		53,1—57,0 %	
	$\bar{X}$	δ	$\bar{X}$	δ
SiO ₂	51,22	0,94	54,35	1,13
TiO ₂	1,37	0,21	1,30	0,32
Al ₂ O ₃	16,44	0,80	17,91	1,71
Fe ₂ O ₃	2,82	0,65	3,15	0,30
FeO	6,55	0,65	4,82	0,47
MnO	0,12	0,007	0,10	0,02
MgO	7,62	1,07	5,17	1,73
CaO	8,51	0,17	8,76	0,50
Na ₂ O	3,20	0,21	3,08	0,44
K ₂ O	1,16	0,35	1,52	0,36

Параметры, по А. Н. Заварицкому

s	59,50	63,90
a	8,90	9,10
c	6,50	7,60
b	26,10	19,40
Q	—5,37	1,80
c'	16,20	16,00
m'	50,30	45,20
f'	33,50	38,80
n	80,00	75,70

Характерные величины

K ₂ O/Na ₂ O	0,36	0,50
Fe ₂ O ₃ /Fe ₂ O ₃ +FeO	0,30	0,40
alkal	20,80	21,51
Среднее из:	8 анализов	4 анализов

В это время здесь широко развивается базальтовый вулканизм. В ходе отмирания кислого вулканизма внутренних зон и тыловых частей внешних зон и развития вулканизма базальтового в верхнечетвертичное—голоценовое время создается контрастная поперечная зональность в распределении вулканов различного типа в пределах тектонических систем типа Камчатки. Во фронтальных частях внешних вулканических зон располагаются реликтовые очаги кислого вулканизма, а в тыловых частях тех же зон и во внутренних вулканических зонах широко развит базальтовый вулканизм. Зональность такого рода является общей закономерностью для конечной фазы развития вулканических поясов рассматриваемого типа не только на западной, но и на восточной, американской стороне Тихоокеанского кольца.

Так, в западной части четвертичного вулканического пояса Гватемалы (Williams, McBirney, 1964) широко развиты кальдера-вулканы, параллельно которым в тыловой по отношению к океану, восточной части пояса расположены многочисленные центры базальтового вулканизма (Williams, McBirney, 1964). На продолжении этой зоны по простиранию находятся действующие базальтовые вулканы Никарагуа и Коста-Рики. Р. Вольф (Wolff, 1929) описывает зону базальтового вулканизма, идущую по границе Патагонской Пампы, от северной части Огненной Земли до Рио-Негро. Общая протяженность полосы 1800—2000 км. В северной части полоса идет параллельно поясу стратовулканов Южного Чили, образуя на участке к северу от о. Чилоэ внутреннюю зону вулканического пояса. В обоих случаях фиксируется та же контрастная поперечная зональность в распределении четвертичных вулканов, что и для западной части Тихоокеанского кольца. При этом зоны базальтового вулканизма самостоятельно продолжают в пределы относительно стабилизированных областей, за счет чего создается картина кулисообразного смещения зон с различным характером вулканизма. Аналогичные параллельные, но кулисообразно смещенные зоны базальтового и андезитового вулканизма отмечаются в западных штатах США (Уотерс, 1957).

Основность базальтов, связанных с базальт-андезитовыми вулканами в пределах тектонических систем типа Камчатки, обычно ниже, чем на островных дугах нормального типа, и, как правило, параметр b в пересчете по системе А. Н. Заварицкого равен 20, редко 25. В то же время развитые здесь ареальные базальты отличаются резко повышенной основностью (b достигает 35), а в связанных с ареальными и трещинными излияниями базальтовых вулканах центрального типа (Ключевская, Кроноцкая, Вилучинская сопки на Камчатке, Фудзи в зоне Фосса-Магна, Мапас на Суматре на др.) наблюдается постепенный переход от толеитовых базальтов к высокоглиноземистым. Петрохимические особенности базальтов этих районов тесно связаны с явлениями поперечной зональности и будут рассмотрены в следующем разделе этой главы.

Необходимо особо остановиться на примере Северо-Восточной Японии. Современная структура этой области имеет переходный характер от островных дуг типа Курил к подвижным тектоническим системам типа Камчатки (см. главу IV). Черты такой двойственности отмечаются и в вулканизме. Во внешнем вулканическом поясе — Нагу — широко развит кислый вулканизм, много кальдер типа Кракатау, что обычно для систем типа Камчатки. Во внутреннем вулканическом поясе — Чокай — проявления базальтового ареального вулканизма отсутствуют, здесь обычны андезитовые бескальдерные стратовулканы, причем андезиты, слагающие их, содержат амфибол. Встречаются также крупные базальтовые вулканы центрального типа (Чокай), характеризующиеся рядом от толеитовых до высокоглиноземистых базальтов при общем высоком содержании в них щелочей, обычном для базальтов внутренних зон (Na_2O — 3,2%, K_2O — 1,1%). Как видим, подобный вулканизм свойствен внутренним зонам островных дуг типа Курил.

В подвижных тектонических системах последнего из рассматриваемых типа (тип Тайваня) развит базальтовый вулканизм. Кривая распределения вулканических пород по SiO_2 симметрична, главный пик — в области базальтов с содержанием 45—53% SiO_2 . Базальты характеризуются пониженной основностью, низким содержанием Al_2O_3 (14 - 15%), суммы окиси и закиси железа (8%), высоким содержанием MgO (до 8%) и щелочей (6%). Отношение $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ равно 0,5, отношение $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 1,7—1,8. Пород с содержанием SiO_2 53—59% не более 30% общего количества. Породы с содержанием SiO_2 более 59% отсутствуют. Вулканизм представлен небольшими по размеру щитовыми вулканами и экструзивными куполами. Таковы основные черты химизма вулканических пород Тайваня (Juan, 1989). По своим особенностям близки к ним и вулканические породы щелочных провинций тыловых частей тектонических систем типа Камчатки, таких как циркум-япономорская провинция щелочных пород (Tomita, 1935) или аналогичная ей Западно-Камчатская провинция (Гузиев, 1968).

Итак, отмечается соответствие типов ассоциаций различных по кислотности вулканических пород и особенностей их химизма, как стадиям развития подвижных тектонических систем, так и структурным условиям в различных частях этих систем. В связи с этим «андезитовая линия» имеет пунктирный характер: зоны преимущественного развития андезитов прерываются зонами широкого развития базальтов и кислых вулканических пород. Это обуславливает продольную петрохимическую зональность, на фоне которой проявляется поперечная зональность в распределении различных по кислотности вулканических пород.

Скорость изменения ряда петрохимических характеристик отличается от скорости преобразования структур. С одной стороны, появление кислых вулканических пород опережает переход нормальных островных дуг к стадии раннего орогена. С другой стороны, изменение состава пород в ряду толеитовый базальт — высокоглиноземистый базальт — щелочной оливиновый базальт запаздывает по отношению ко времени полного преобразования подвижных тектонических систем из одного типа в другой. Соответственно, зональность в распределении различных по кислотности вулканических пород выражена четче, и ее можно использовать как характерный признак стадии развития древних подвижных поясов. Оба типа зональности — распределение пород по кислотности и по петрохимическим особенностям базальтов — отражают условия выплавки магматического материала из мантии, но первый из них дополнительно отражает условия существования магмы в коре, будь то в виде подводящих каналов или периферических очагов.

Общие особенности петрохимии базальтов

Базальты — продукт выплавки из мантии и родоначальный член дифференционного ряда базальт — андезит — липарит. Соотношение состава базальтов и тектонического состояния области дает ключ к решению коренных вопросов взаимосвязи тектоники, вулканизма и

процессов в верхней мантии.

Принадлежность пород к базальтовому вулканизму, помимо общей основности, определяется по соотношениям петрохимических параметров. Главное внимание следует обращать на поведение анортитового компонента в процессе выплавки и последующей дифференциации магматического материала. Динамика изменения этого параметра практически не исследовалась. Между тем основной характеристикой базальтов является именно соотношение анортитовой извести (параметр c в пересчетах по системе А. Н. Заварицкого) и темноцветных компонентов (параметр b в пересчетах по той же системе).

Проекция фигуративных точек средних составов базальтов различных районов на плоскость csb диаграммы А. Н. Заварицкого располагаются в виде двух параллельных роев (рис.44), главной особенностью которых является общее увеличение содержания анортитового компонента по мере уменьшения параметра b . Первый из этих роев отвечает базальтам с содержанием SiO_2 49—53%, а второй — базальтам с содержанием SiO_2 менее 49 %. Угол наклона вариационных кривых, соответствующих этим роям, к оси sb равен 45° . Сопоставление усредненных данных (рис. 44) с роями фигуративных точек отдельных базальтовых вулканов показывает, что отмеченные кривые с однотипной зависимостью параметров b и c отражают принципиально различные пути дифференциации магматического материала.

Вариационная кривая средних составов базальтов различных тектонических зон с содержанием SiO_2 49—53% совпадает с вариационными кривыми отдельных крупных базальтовых вулканов, таких как Ключевская, Вилучинская и Кроноцкая сопки на Камчатке, Мапас на Суматре, Фудзи, Ошима и другие вулканы Японии, посткальдерные конусы вулкана Асо, вулканы Палуех и Бату-Тара (Индонезия) и др. Сюда же ложится поле фигуративных точек базальтов ареальных излияний. В ходе крупных извержений Ключевской сопки и Фудзи образуются продукты, фигуративные точки состава которых располагаются вдоль всей вариационной кривой для вулканических пород с содержанием SiO_2 49—52% (Пийп, 1956; Куно, 1962). Для Ключевской сопки неоднократно отмечалось увеличение содержания плагиоклаза и соответствующее уменьшение содержания цветных компонентов, в частности оливина, в зависимости от гипсометрического положения центра излияния на склоне вулкана. Петрохимически этот ряд отвечает изменению состава базальтов от толеитов до высокоглиноземистых базальтов. Вулканический процесс при этом развивается гомодромно. Тот же ряд образуют и средние составы базальтов различных тектонических зон с содержанием SiO_2 49—53%. Их состав изменяется в процессе накопления анортитового компонента как в жидкой фазе, так и в фенокристаллах. Ряд этот можно назвать рядом Куно. Это совпадение указывает на однотипность процесса дифференциации базальта в вулканах типа Ключевской сопки и в процессе выплавки из мантии. Значит, содержание анортитового компонента и щелочей в средних составах базальтов тех или иных зон является своего рода постоянной величиной, специфичной для данных тектонических условий.

Координаты фигуративной точки состава с максимальным уровнем накопления анортитового компонента постоянны как в целом для ряда Куно, постоянного по средним составам различных зон, так и для отдельных вулканов типа Ключевской сопки. Эту точку ($b=20$, $c=11$) можно назвать максимально возможным уровнем накопления анортитового компонента в базальтах. Она фиксирует, по-видимому, естественную границу между базальтами и андезитами. Координаты точки совпадают с координатами котектики системы альбит — анортит — диопсид.

Сопоставление диаграммы Заварицкого с диаграммой Харкера показывает, что переход от толеитов к высокоглиноземистым базальтам происходит почти исключительно за счет изменения поведения Al_2O_3 при неизменном характере кривой $CaO — SiO_2$ в области значений 46—52% SiO_2 .

На уровне вариационной кривой средних составов базальтов различных тектонических зон с содержанием SiO_2 менее 49% в известных случаях вулканический процесс развивается анти-дромно, т. е. в сторону общего понижения кислотности вулканических пород. В целом этот ряд характеризуется переходом от толеитовых базальтов к щелочным оливиновым базальтам и далее к пикритам. Такое развитие вулканизма, отмеченное для гавайских вулканов Г.Макдональдом и Т. Кацурой (Macdonald, Katsura, 1964), в настоящее время считается общей закономерностью базальтового вулканизма океанов (Engel, Engel, Havens, 1965). Подобный ряд можно назвать рядом Энгелей.

Итак, оба слоя точек выступают как разнонаправленные комплементарные ветки единого процесса дифференциации исходной магмы или выплавки из гипотетического исходного

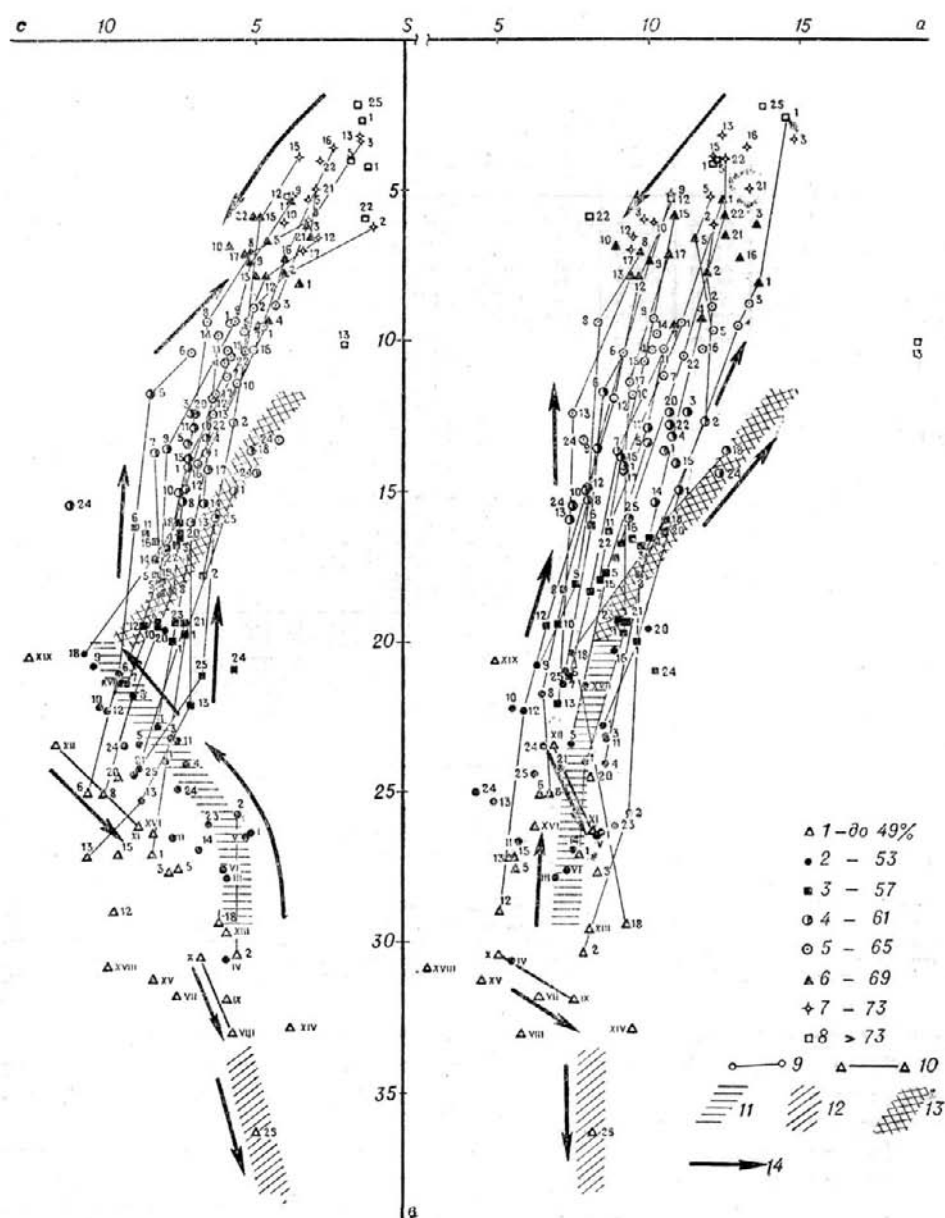


Рис. 44. Диаграмма средних химических составов четвертичных вулканических пород различных районов западной части Тихоокеанского кольца и пути дифференциации магмы (по методу А. Н. Заварицкого).

1—8 — интервалы усреднения по SiO_2 . Римские цифры у каждого значка в поле диаграммы соответствуют номеру анализа в табл. 26. Арабские цифры соответствуют номерам таблиц в тексте, из которых взяты пересчеты соответствующих анализов, разбитых на интервалы усреднения по SiO_2 ; 9 — вариационные линии средних химических составов вулканических пород различных районов западной части Тихоокеанского кольца; 10 — вариационные линии средних химических составов лав Гавайских и Галапагосских островов; 11 — поле фигуративных точек состава вулканических пород Ключевской сопки; 12 — поле фигуративных точек базальтов Окленда и Короманделя (тыловая вулканическая зона Северного острова Нов. Зеландии); 13 — поле фигуративных точек вулканических пород некоторых щитообразных вулканов Камчатки; 14 — направление дифференциации.

материала, состав которого в обоих случаях отвечает толеитам. Главной характеристикой этого процесса является в одном случае (для ряда Куно) возрастание содержания анортитовой извести и убывание количества темноцветных компонентов при общей насыщенности SiO_2 , в другом (для ряда Энгелей) — уменьшение содержания анортитовой извести и увеличение содержания темноцветных компонентов при общей недонасыщенности SiO_2 .

Однако толеиты, дающие оливин-базальтовые серии, как видно из рис. 44, отличаются по составу от толеитов, дающих переходы к высокоглиноземистым базальтам. Причина этого не только в простом различии количества вкрапленников оливина. Главное заключается в разнице

Таблица 24

Средние химические составы лав вулканов некоторых островных дуг юго-западной части Тихого океана

(по Г. С. Горшкову, 1967)

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	51,0	53,6	56,2	59,8	54,8	66,6	48,7	61,0	50,1	55,4
TiO ₂	1,1	0,9	1,2	1,4	1,0	0,9	0,8	1,0	1,0	1,3
Al ₂ O ₃	17,9	20,5	16,3	16,7	14,3	12,2	18,4	14,8	17,4	18,4
Fe ₂ O ₃	3,6	2,4	—	2,9	3,0	1,8	4,2	2,8	4,0	1,8
FeO	7,4	6,5	4,2	2,3	8,0	6,4	6,6	4,1	7,9	6,3
MnO	0,2	0,2	0,1	0,1	1,8	1,2	0,2	0,1	0,4	0,1
MgO	4,7	2,4	8,0	4,0	4,8	1,3	5,5	2,0	3,0	2,6
CaO	10,9	10,2	8,0	6,4	10,1	5,6	12,5	8,6	10,2	8,0
Na ₂ O	2,5	2,7	2,3	4,1	1,7	2,9	2,6	3,6	2,3	3,8
K ₂ O	0,7	0,6	3,8	2,4	0,5	1,1	0,5	2,0	1,7	2,3

Параметры, по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	6,6	7,5	10,3	12,4	4,4	7,9	6,5	10,6	11,9	7
<i>c</i>	9,2	11,1	5,5	4,9	7,4	4,1	9,4	4,5	6,7	—
<i>b</i>	23,5	15,6	21,0	14,4	25,0	13,3	26,4	15,4	15,5	—
<i>s</i>	60,7	65,8	63,2	68,3	63,2	74,7	57,7	69,5	65,9	59,3
<i>f'</i>	46	58	19	33	47	65	40	41	50	46
<i>m'</i>	35	28	62	47	33	16	37	21	29	35
<i>c'</i>	19	14	19	20	20	19	23	38	21	19
<i>n</i>	86	87	48	72	84	81	89	73	72	67

Характерные величины

K ₂ O/Na ₂ O	0,23	0,22	1,65	0,55	0,29	0,37	0,19	0,55	0,73	0,60
Fe ₂ O ₃ /FeO+Fe ₂ O ₃	0,32	0,27	—	0,55	0,27	0,21	0,33	0,40	0,33	0,22
alkal	21,1	23,8	22,4	21,2	13,5	16,2	21,5	20,4	21,4	24,5

Примечание. Марианские острова: 1 — базальт, среднее из 2 анализов, 2 — андезит, среднее из 2 анализов. Новая Гвинея: 3 — трахиандезит, 1 анализ; 4 — андезит, среднее из 12 анализов. Острова Тонга: 5 — базальт, среднее из 2 анализов; 6 — андезит, среднее из 2 анализов. Новая Британия: 7 — базальт, среднее из 2 анализов; 8 — андезит, среднее из 4 анализов. Новые Гебриды: 9 — базальт, вулкан Амбрим, 1 анализ; 10 — андезит, вулкан Асур, 1 анализ.

состава основной массы. Минеральному составу базальтов Камчатки свойственна резкая неравновесность вкрапленников и основной массы породы. Даже при содержании в них 12—25% вкрапленников оливина (т. е. не меньшем, чем в оливиновых толеитах или щелочных оливиновых базальтах океанических серий) состав их характеризуется относительно высоким содержанием SiO₂ (50—52%), общей насыщенностью кремнеземом, относительно пониженным содержанием темноцветных компонентов, в частности MgO. Эти факты говорят о значительно более кислом составе основной массы, чем можно ожидать, исходя из количества фенокристаллов оливина и пироксена. Косвенно о том же свидетельствует отмеченное ранее С. И. Набоко (1963) несоответствие между нормативным и модалным составом плагиоклазов в базальтах Камчатки при более кислом составе реальных кристаллов. В основной массе базальтов зачастую фиксируются выделения чистого кристобалита. В базальтах Авачинской сопки, Анаунского района ареального вулканизма и ряда других участков отмечены редкие зерна кварца округлой формы (до 2 мм в поперечнике), начисто лишенные включений и носящие следы резкого увеличения объема в виде характерной системы трещин. Вокруг зерен обычна кайма из мелких кристаллов моноклинного пироксена. Проведенный нами анализ основной массы базальтов Анаунского района на электронном микроанализаторе показал, что в отдельных точках содержание Si достигает 65—71%.

Часть крупных зерен оливина в базальтах Камчатки относится к высокомагнезиальным разностям (85—90% форстерита), кристаллизация которого из базальтового расплава невозможна (Ильвицкий, 1968). О ксеногенности этих зерен свидетельствует

Средние химические составы лав Нов. Зеландии
(по Г. С. Горшкову, 1967)

Окислы	1	2	3	4	5
SiO ₂	51,3	57,7	60,0	75,2	45,4
TiO ₂	0,9	0,7	0,7	0,2	2,0
l ₂ O ₃	17,4	15,7	16,4	13,4	14,0
Fe ₂ O ₃	2,8	1,7	1,4	0,8	2,9
FeO	7,1	6,2	5,1	1,1	9,7
MnO	—	0,1	0,1	0,1	0,2
MgO	6,1	6,2	4,4	0,2	11,2
CaO	11,5	8,4	7,0	1,4	10,3
Na ₂ O	2,4	2,6	3,2	4,4	3,2
K ₂ O	0,5	1,1	1,7	3,2	1,1

Параметры, по А.Н. Заварицкому

<i>a</i>	6,3	7,4	9,4	13,8	8,3
<i>c</i>	8,9	6,6	6,2	1,6	4,8
<i>b</i>	24,4	21,2	15,9	2,2	36,3
<i>s</i>	60,4	64,8	68,5	82,4	50,6
<i>f'</i>	38	35	39	79	31
<i>m</i>	44	49	47	15	49
<i>c'</i>	18	16	14	6	20
<i>n</i>	89	78	75	68	81

Характерные величины

K ₂ O/Na ₂ O	0,20	0,42	0,53	0,72	0,34
Fe ₂ O ₃ / Fe ₂ O ₃ + FeO	0,28	0,21	0,21	0,42	0,23
alkal	20,3	19,4	21,3	21,0	18,3

Примечание. 1 — базальт, среднее из 2 анализов; 2 — андезито-базальт, среднее из 6 анализов; 3 — андезит, среднее из 4 анализов; 4 — риолит, среднее из 21 анализа; 5 — базальт Окленда, среднее из 13 анализов.

и форма их выделения. Состав их близок составу оливина из ультраосновных включений (перидотитов и оливинитов), встречаемых в лавах Авачинской, Кроноцкой и Ключевской сопки. Вполне вероятно предположение о том, что описываемые зерна представляют собой дезинтегрированный материал магмопроизводящего слоя мантии. В этом случае основность базальтов оказывается еще ниже вычисленной исходя из валового химического их состава, т. е. с включением в расчет ксеногенных зерен оливина.

Приводимые И. Куширо, Х. Куно (Kushiro, Kuno, 1963) анализы афировых разностей нормальных океанических толеитов отличаются резко пониженной концентрацией SiO₂ и Al₂O₃ при высоком содержании темноцветных компонентов. Однако на вулканах, сложенных базальтами такого типа, наблюдаются значительные по масштабам выбросы пемз с содержанием 69—71% SiO₂ при отсутствии промежуточных, андезитовых разностей пород (вулканы о-вов Тонга, вулкан Миодзин, Гекла). С этим связан и отмеченный в предыдущем разделе обособленный пик пород с содержанием 68—72% SiO₂, на кривых распределения вулканических пород для островных дуг, выдвинутых в сторону океана (рис. 44). В кремнисто-вулканогенных толщах ранних стадий развития геосинклиналей появление первично оливин-толеитовых лав сопровождается массовым выносом SiO₂, которое приводит к образованию мощных толщ кремнистых осадков (яшм, кремнистых сланцев) при параллельном развитии щелочного метасоматоза (в том числе автометасоматоза). Последнее отражает повышенную способность оливин-толеитовых магм к накоплению щелочей в ходе эволюции расплава. В силу этого при обоих возможных путях их эволюции — в сторону повышения основности, т. е. к щелочным оливиновым базальтам, или резкого возрастания кислотности, т. е. к трахитам, — отмечается резкое увеличение количества щелочей в конечных продуктах эволюции магм, не свойственное нормальному ряду пород Куно.

Можно предположить, что различие в составе обоих типов толеитов и путях их дальнейшей эволюции связано с разницей не в составе исходного расплава, а в поведении SiO₂ и щелочей в едином расплаве, но при разных физико-химических условиях. В одном случае (ряд

Средние химические составы базальтов различных районов мира

Оксиды	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	XIII	XIV	XV	XVI	XVII	XVIII	XIX
SiO ₂	50,0	52,5	51,3	49,8	49,98	50,66	45,0	48,35	46,46	49,36	45,6	46,5	50,0	48,3	49,3	49,8	50,3	48,73	49,62
TiO ₂	—	1,0	1,9	1,7	2,87	1,30	—	2,77	3,01	2,50	1,8	1,7	—	2,0	0,6	1,4	1,6	0,63	0,87
Al ₂ O ₃	13	15,4	14,0	15,0	13,74	14,28	15,0	13,18	14,61	13,94	18,2	20,9	15,0	13,3	15,8	17,3	19,1	16,53	20,37
Fe ₂ O ₃	13	1,2	3,3	2,7	2,37	3,41	13,0	2,35	3,27	3,03	7,3	1,6	11,5	5,1	3,7	4,5	4,7	3,37	2,61
FeO	—	9,3	10,1	10,2	11,60	8,58	—	9,08	9,11	8,53	5,0	6,2	—	6,6	7,3	5,6	5,0	8,44	6,71
MnO	—	0,2	0,3	0,2	0,24	0,12	—	0,14	0,14	0,16	0,3	0,2	—	0,2	0,2	0,1	0,1	0,29	0,17
MgO	5,0	7,1	5,5	6,5	4,73	6,92	8,0	9,72	8,19	8,44	6,0	5,9	8,5	9,4	9,4	6,3	4,3	8,24	4,05
CaO	10,0	10,3	9,8	10,9	8,21	8,60	9,0	10,34	10,33	10,30	10,2	12,8	8,5	9,9	11,5	11,8	11,0	12,25	11,97
Na ₂ O	2,8	2,1	2,8	2,2	2,92	2,92	2,5	2,42	2,92	3,13	3,2	2,6	3,0	3,4	1,8	2,5	2,6	1,21	1,89
K ₂ O	1,2	0,8	0,7	0,6	1,29	0,72	0,5	0,58	0,84	0,38	0,8	0,4	1,2	1,8	0,4	0,7	1,3	0,23	0,31
P ₂ O ₅	—	—	0,3	0,2	0,78	—	—	0,34	0,37	0,26	—	—	—	—	—	—	—	—	0,07
H ₂ O ⁺	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,39

Параметры, по А. Н. Заварицкому

a	8,5	5,8	7,0	5,6	8,4	7,4	6,5	5,9	7,7	5,1	8,4	6,8	8,2	9,6	4,6	6,3	8,0	2,9	5,0
c	5,0	7,6	5,8	5,8	5,1	5,0	7,4	5,6	5,8	6,6	8,1	11,5	5,8	3,6	8,2	8,7	9,3	9,7	12,4
b	26,4	26,6	27,9	30,6	26,5	27,6	31,8	33,0	31,9	30,5	26,4	23,6	29,6	32,9	31,3	26,2	21,4	30,8	20,6
s	60,1	60,0	59,3	58,0	60,0	59,1	54,3	55,5	54,6	57,8	57,1	58,1	56,4	53,9	55,9	58,8	61,3	56,6	62,0
f'	50,8	36,7	45,3	40,0	50,7	40,6	41,3	31,6	36,0	35,0	44,0	34,0	36,6	31,0	32,0	36,0	43,0	36,6	46,0
m'	30,2	44,3	32,9	35,9	30,5	42,7	45,2	48,4	43,0	46,0	39,0	44,0	48,3	45,0	50,0	42,0	36,0	45,8	36,7
c'	19,0	19,0	21,8	24,3	18,8	16,7	13,5	20,0	1,0	19,0	17,0	22,0	15,1	24,0	18,0	22,0	21,0	17,6	17,3
n	77,4	79,0	86,5	85,4	72,0	87,0	88,9	87,0	84,0	90,0	85,0	91,0	78,7	68,0	87,0	89,0	75,0	90,5	91,2

I — толентовый магматический тип (по В. Кеннеди); II — средний долерит, Карру; III — средний базальт, Денан; IV — средний трапп, Сибирь; V — базальты Орегона, среднее из 6 анализов; VI — базальты Нью-Джерси, среднее из 8 анализов; VII — оливин-базальтовый магматический тип (по В. Кеннеди); VIII — средний оливиновый базальт, Гавайский архипелаг; IX — щелочной оливиновый базальт, Гавайи, среднее из 28 анализов; X — толентовый базальт, Гавайи, среднее из 181 анализа; XI — оливиновый базальт, Галапагосские о-ва (Richardson, 1933); XII — толентовый базальт, Галапагосские о-ва (Египет, Engel, 1964); XIII — родоначальная оливин-базальтовая магма из провинции оливиновых базальтов, трайтов и фолонитов Виктории, Австралия, среднее из 23 анализов; XIV — базальт, вулкан Сен-Мартин, Мексика, 1 анализ; XV — базальт, вулкан Черро-Негро, потоп 1947 г., 1 анализ; XVI — базальт, Никарагуа, среднее из 4 анализов; XVII — андезит-базальт, Никарагуа, среднее из 6 анализов; XVIII — родоначальная магма пиконитовой серии провинции Изау-Хаконе, среднее из 2 анализов (несколько пересыщенные афировые оливиновые базальты); XIX — оливиновый базальт, пиконитовая серия (близок к родоначальной магме), Хаконе. Анализы I, V—VII, XIII, XVIII, XIX приводятся по работе Ф. Тернера и Дж. Ферхутена (1961), II—IV, VIII — по работе Т. Барта (1956), IX—XII, XIV—XVII — по работе Г. С. Горшкова (1967).

океанических толеитов) от базальтового расплава отделяется фаза, обогащенная SiO₂, и концентрируется при участии летучих в пемзах и гидротермах. Во втором случае (исходные толеиты ряда Куно) SiO₂ сохраняется в базальтовом расплаве и накапливается в ходе эволюции, что и приводит к возможности последующей кристаллизации андезитов из того же расплава. Хотя детали этих различий пока представить трудно, общий подход намечен экспериментальными работами Г. Йодера и К. Тилли (1965) и И. Куширо (Kushiro, 1965). Показано, в частности, что эволюция оливинового толеита в условиях низкого давления приводит к образованию пересыщенных SiO₂ толеитов, в условиях же высокого давления расплав эволюционирует в сторону щелочных оливиновых базальтов. Таким образом, речь идет о различных условиях выплавки и последующей эволюции единого толеитового расплава из субстрата мантии. Способность к резкому отщеплению от родоначальных базальтовых магм расплавов, обогащенных SiO₂, имеет важное значение и будет обсуждена ниже, при рассмотрении вопроса о генезисе кислых магм.

Как упоминалось выше, работами Г. Макдональда и, главным образом, супругов Энгелей установлено, что развитие ряда толеитовый базальт — оливиновый щелочной базальт — пикрит является характернейшей чертой вулканизма океанических хребтов. Но в пределах подвижных тектонических систем типа Курил и Камчатки вулканические породы этой серии широко распространены лишь на ранних этапах развития, отвечающих эпохе формирования кремнисто-вулканогенных серий верхнего мела — палеогена. С момента перехода этих подвижных тектонических систем к этапу развития островной дуги (т. е. начиная с верхнего олигоцена — нижнего миоцена) характер вулканизма резко изменяется, и вплоть до настоящего времени здесь развивается базальтовый вулканизм ряда толеитовый базальт — высокоглиноземистый базальт (ряд Куно). В районах, где имеются данные для сравнения состава четвертичных и неогеновых базальтов (Камчатка, Курилы, Япония), в случае унаследованного развития вулканического пояса и сохранения его положения в тектонической системе состав базальтов выдержан на протяжении всего периода с миоцена до настоящего времени. Этот факт отмечался для отдельных районов (Фаворская, 1964; Эрлих, 1966; Горшков, 1967). Теперь мы можем констатировать, что это — общая закономерность, единственным объяснением которой является постоянство условий выплавки базальтов из мантии в течение всего этого периода (более 30 млн. лет). С учетом этого можно четко определить временные границы крупнейшего изменения состояния верхней мантии в рассматриваемых районах периодом, предшествующим заложению миоценовых вулканических поясов.

В целом можно констатировать, что выделенные ряды базальтового вулканизма подвижных систем представляют собой важнейшую характеристику геотектонического процесса

(его направленности и стадийности развития).

Остановимся далее на зависимости пространственного распределения четвертичных базальтов ряда Куно и их петрохимических параметров от структурной позиции вулканов. Содержание анортитовой извести и темноцветных компонентов в базальтах отражает глубинные процессы дифференциации и степень фракционированности магмы и варьирует в широких пределах. Содержание же щелочей в базальтах тектонически однородной зоны изменяется очень мало, это своего рода постоянная, характеризующая тектонические условия выплавки из мантии.

Величина дисперсии отражает суммарный эффект степени дифференциации базальтов и ошибки анализа. Поскольку имеющийся материал очень разнороден по качеству аналитических работ, можно сравнивать дисперсии средних содержаний компонентов лишь тех районов, где достаточно уверенно можно говорить о качестве анализа.

Интервал рассеивания для средних содержаний щелочей (рис. 45) в базальтах Изу-Бонин, Фосса-Магна, зоны Назу, Кюсю, района Внутреннего моря Японии, Центральных Курил, Восточной Камчатки и Центральной Камчатской депрессии не превышает 0,1 % ¹. Во всех районах, за исключением Внутреннего моря Японии, зоны Назу и Центральной Камчатской депрессии, он менее 0,05%.

Следовательно, величина эта не зависит от мощности коры, что неопровержимо свидетельствует об отсутствии влияния на щелочность базальтов явлений, связанных с ассимиляцией корового материала. Мы можем говорить о постоянстве содержаний щелочей в базальтах при фиксированном содержании SiO₂ в пределах тектонически однородных зон. Единство это дополнительно подтверждено расчетами средних составов базальтов отдельных вулканических групп, в частности для ряда вулканов Курил, зоны Назу и о-вов Изу. Частные значения средних полностью совпадали со средними, полученными для соответствующей зоны в целом. Постоянство содержания окислов щелочей является важнейшей характеристикой базальтов того или иного вулканического пояса или его тектонически однородной части. Подобная выдержанность состава явно указывает на то, что мы имеем дело не с процессом, происходящим в изолированных вулканических каналах, а с единым по характеру процессом выплавки базальта из мантии, но в разной тектонической обстановке.

Переход от одного типа базальтов к другому происходит не путем постепенного изменения содержания в них щелочей и кальция от вулкана к вулкану, а резким скачком. Таковы резкие изменения состава базальтов зоны Ширетоко-Акан на Северо-Восточном Хоккайдо сравнительно с составом базальтов Южных Курил, базальтов вулканов Южной Камчатки сравнительно с базальтами вулканов о-вов Парамушир или базальтов района Хаконе (на окончании зоны Изу) сравнительно с базальтами прилегающей к ним южной части зоны Назу. При этом мощность коры совершенно не влияет на среднее содержание рассматриваемых окислов и величину стандартного отклонения. Показателем этого служит неизменность состава базальтов при переходе вулканических зон Изу или Рюкю соответственно в район Фосса-Магна и на о. Кюсю, т. е. в области со значительно большей мощностью коры. Аналогичная картина наблюдается вдоль Большой Курильской гряды, где мощность коры резко изменяется от Центральной группы островов в направлении на север и юг, к Камчатке и Хоккайдо.

Важным следствием из вывода о постоянстве содержания щелочей в пределах единой вулканической зоны является обратное заключение: в тех редких случаях, когда щелочность базальтов резко изменяется по простиранию зоны, можно говорить об изменении тектонической обстановки на этом участке. Так, изменение щелочности базальтов вулканов Шоканбетсу, Иррумукеппу и Рипири, расположенных в центральной и северной частях Хоккайдо, сравнительно с базальтами зоны Назу, на продолжении простирания которой они находятся, связано с резким изменением геологической природы и степени подвижности фундамента этих вулканов: в первом случае вулканы аккумулятивно насажены на неогеновый тыловой прогиб орогенической зоны

¹ Анализы по всем перечисленным районам отличаются высоким качеством. Значительная часть анализов по различным районам Индонезии выполнена до 1950 г., когда определение щелочей проводилось без применения пламенной фотометрии. То же относится и к большинству анализов по Северным и Южным Курилам, Срединному хр. Камчатки и Олюторскому прогибу. Показательно некоторое увеличение интервала рассеивания для Центральной Камчатской депрессии, где при расчете средних составов также было использовано небольшое число старых анализов.

Окислы	Na ₂ O		H ₂ O		CaO		MgO					FeO				Fe ₂ O ₃				Al ₂ O ₃					TiO ₂			
Вулканические зоны	2	3	1	2	9	10	11	5	6	7	8	9	5	6	7	8	2	3	4	5	6	14	15	16	17	18	19	1
Изу - Бонин	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Назу	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Фосса - Магна	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Кюсю (зона Киришима)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Северо-вост. Хоккайдо	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Южные Курилы	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Центральные Курилы	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Северные Курилы	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Вост. часть Зондской дуги	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Вост.-Камчатский вулкан. пояс	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Вулкан. зона внутр. моря Японии	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Чокай	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Внутр. вулкан. пояс Суматры	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Кюсю (зона Унзен Кудзю)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Зона Срединного хр. Камчатки	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Центр. Камчатская депрессия	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Олюторский прогиб	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ява (внутр. вулкан. зона)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Рис. 45. Доверительные интервалы содержания петрогенных окислов в базальтах с содержанием 49—53% SiO₂ различных вулканических зон.

Хидака, выполненный осадочными породами, во втором — на пояс интенсивного неогенового вулканизма, т. е. «зону зеленых туфов» северо-западной части Хонсю и южной оконечности Хоккайдо. Некоторое повышение щелочности базальтов северной части Срединного хр. (Огородов и др., 1966) также, по-видимому, является показателем разной геологической природы и различной подвижности фундамента. Можно также говорить о том, что, если полученная дисперсия содержания щелочей превышает приведенную выше величину, значит, ассоциации базальтов, по которым производился расчет, приурочены к тектонически различным районам.

Изменение состава базальтов по тектоническим зонам приведено на рис. 46. Отчетливо видно, что суммарное содержание в них щелочей закономерно изменяется от 1,7% на Изу-Бонинской дуге и дуге Тонга до 4,9% во внутренних вулканических поясах. При этом несколько возрастает отношение K₂O/Na₂O (от 0,2 до 0,4, соответственно). Важно выделить по содержанию щелочей ряд дискретных типов базальтов и установить специфику их тектонической приуроченности. Прежде всего, отметим три факта.

1. Равенство содержаний щелочей в базальтах островных дуг, выдвинутых в сторону океана (Марианская, Бонинская, Изу, Тонга, Ю. Сандвичевы острова), и исключительную близость их по этому признаку к нормальному толеитовому типу, развитому в срединно-океанических хребтах (см. табл. 26).

2. Равенство содержаний щелочей в базальтах внутренних вулканических зон вне зависимости от типа подвижной области — будь то в пределах нормальных двойных островных дуг (западная зона Курил, внутренняя зона Явы, зона Унзен-Куджу и т. д.) или структур типа Камчатки (Срединный хребет, Чокай).

3. Наличие серии переходов между этими двумя крайними типами в базальтах внешних вулканических зон (см. рис. 45).

Абсолютная величина содержания щелочей в базальтах внешних зон не связана со стадией тектонического развития области. Особенно показательна зона Назу с ее исключительно низким содержанием щелочей в базальтах. Зона находится на стадии развития, переходной от островной дуги нормального типа к подвижным системам типа Камчатки, тем не менее, в базальтах нормальных островных дуг (Курильской и Зондской) содержание щелочей выше.

Суммируя все сказанное, можно заключить, что изменение содержания щелочей связано лишь очень косвенно с поверхностной тектоникой и отражает тектонику субстрата (т. е. верхней мантии), значительно более консервативную по природе. Это в какой-то мере подтверждает представления Р. ван Беммелена (1960) о параллельности изменения химизма астенолитов и отражающих их состав изверженных пород и стадийности орогенеза в результате конвекции в верхней мантии. Приведенные данные показывают, в переносе каких именно элементов выражается конвекция, проявляется дискретный характер отдельных ее уровней и общее

отставание (на переходных этапах) изменения химизма сравнительно с тектоническими преобразованиями. Уровень этого отставания можно определить по разности содержания щелочей в базальтах внутренних и внешних зон, которая, учитывая постоянство содержания щелочей в базальтах внутренних зон, характеризует стадию эволюции щелочности базальтов внешних зон:

Пары вулканических зон	$\Delta \text{Na}_2\text{O}$	$\Delta \text{K}_2\text{O}$	$\Delta \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$
Назу - Чокаи	1,1	0,8	1,9
Киришима — Унзен-Куджу	0,8	0,52	1,08
Вулкан Кракатау — внутренняя зона Суматры	0,56	0,52	1,08
Северная группа Большой Курильской гряды — Западная вулканическая зона Курил	0,2	0,4	0,6
Восточно-Камчатская вулканическая зона — зона Срединного хребта Камчатки	0,3	0,3	0,6
Центральная Камчатская депрессия — зона Срединного хребта Камчатки	0	0	0

В целом все эти явления объясняют продольную и поперечную зональность в распределении различных по щелочности типов базальтов вулканических поясов западной части Тихоокеанского пояса.

Параллельно с изменением содержания щелочей и кальция меняется, хотя и в меньшей мере и по другим законам, содержание других компонентов. Во-первых, меняется соотношение Fe_2O_3 и FeO в базальтах (не окисленных в поверхностных условиях) — показатель относительной величины парциального давления кислорода в магме. Содержание Fe_2O_3 в среднем составе базальта большинства районов колеблется незначительно — от 0,9 до 4,3%, FeO — от 5—3 до 7%. Однако содержание FeO резко возрастает в толеитовых базальтах Изу-Хаконе, а также в переходных, наиболее низкощелочных базальтах зон Назу и Северо-Восточного Хоккайдо: от 9 до 7% соответственно. Отношение $\text{Fe}_2\text{O}_3 / (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO})$ имеет минимальные значения в базальтах зоны Изу, последовательно возрастает в базальтах Назу и Хоккайдо и почти постоянно в остальных зонах. Стабилизация этого отношения на определенном уровне, отвечающем конечному типу базальтов стабилизированных областей, происходит значительно быстрее, чем это имеет место для Na_2O и K_2O . Этим и объясняется однотипность гистограмм распределения FeO и Fe_2O_3 внутренних и внешних вулканических зон.

Соответственно изменению содержания CaO , но в обратном направлении изменяется содержание MgO . Для базальтов зоны Изу-Хаконе оно составляет 4,5%, а в базальтах внешних зон оно последовательно возрастает от этого значения до 5,7%. В подавляющем большинстве внутренних вулканических зон, где развит ареальный вулканизм, базальты резко обогащены MgO (5,5— 6,5%, а в Олюторском прогибе и Сикоку до 9%). В тех внутренних зонах, где ареальный вулканизм отсутствует (Унзен-Куджу, внутренняя зона Явы), содержание MgO в базальтах резко понижено (4,9%). Однако количество проанализированных образцов из этих зон несопоставимо велико по отношению к остальным, и создается ложное впечатление однотипности гистограмм распределения MgO в базальтах внешних и внутренних зон (см. рис. 46). Al_2O_3 очень мало в базальтах островных дуг, выдвинутых в сторону океана (15—16% для зоны Изу и Тонга-Кермадек). Характер распределения Al_2O_3 в базальтах внешних и внутренних зон близок и отличается лишь асимметрией кривой: во внешних зонах до 30% проанализированных образцов содержат Al_2O_3 более 20%, во внутренних зонах количество проанализированных образцов с таким содержанием Al_2O_3 не превышает 3%. Резкое падение содержания Al_2O_3 (до 15—16%) наблюдается в наиболее стабилизированных областях, таких как район Олюторского прогиба. TiO_2 в толеитовых базальтах и базальтах внутренних вулканических зон на 0,2—0,3% меньше, чем в базальтах внешних зон (см. рис. 45).

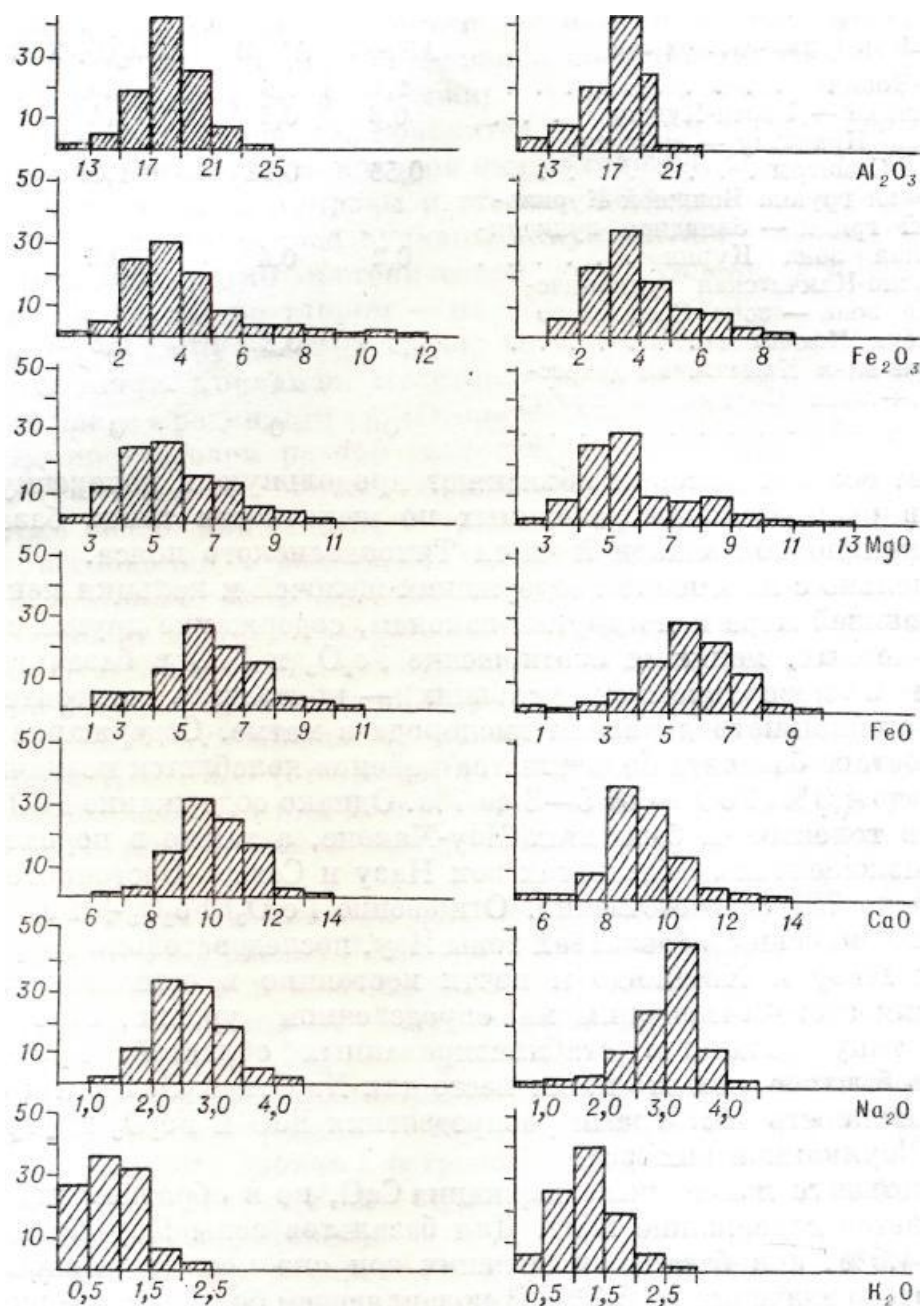


Рис. 46. Суммарный характер распределения петрогенных окислов в четвертичных базальтах внешних (А) и внутренних (В) вулканических зон. Для колонки А использовано 179, а для колонки В — 240 анализов.

Приведенная сводка позволяет выделить два устойчивых типа базальтов: 1) толеитовые базальты островных дуг, выдвинутых в сторону океана, близкие к нормальным океаническим толеитам; 2) высокоглиноземистые базальты внутренних вулканических зон с повышенным содержанием щелочей. Можно выделить также третий тип — переходных высокоглиноземистых базальтов, характеризующихся промежуточным содержанием MgO , K_2O и Al_2O_3 между этими крайними типами.

Щелочность базальтов стабилизированных областей, находящихся в стадии зрелого ороргена, и прилегающих областей континента равна щелочности базальтов второго из выделенных типов, но содержание Al_2O_3 резко сокращается до 15—16%. Их можно определить как щелочные толеитовые базальты. Базальты эти по ряду признаков принадлежат к оливиновым толеитам, членам ряда Энгелей, дающим переход к щелочным оливиновым базальтам. Базальты районов Окленда и Короманделя тыловой вулканической зоны Северного о-ва отвечают нормальному типу оливиновых щелочных базальтов.

Существование устойчивых типов базальтов указывает на неправомерность предложенного Х. Куно метода определения состава исходной магмы исключительно на основании данных по афировым разностям пород. На противоречие этого подхода указывал Г. Йодер и К. Тилли (1965). К их замечаниям можно лишь добавить, что исключение порфировых разностей из рассмотрения приводит к тому, что в каждом отдельном случае мы имеем дело не с первичным расплавом, а с остаточным после фракционирования той или иной части кристаллической фазы.

Несмотря на отмеченную асинхронность развития химических типов базальтов и этапов становления структуры, можно говорить об общем параллелизме развития пород ряда Куно от толеитов до высокоглиноземистых базальтов по мере увеличения зрелости структуры и обратном переходе от высокоглиноземистых щелочных базальтов к «континентальным», т. е. обогащенным щелочами оливиновым толеитам и щелочным оливиновым базальтам, во внутренних вулканических зонах.

Дифференциация в отдельных вулканах собственно базальтовых серий характеризуется общим накоплением железа в тройной системе $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} - \text{MgO}$. Это хорошо видно на диаграммах, построенных для отдельных вулканов, таких как Ключевская, Кроноцкая и Вилучинская сопки. Постоянство величины alkal свидетельствует о незначительной роли аккумуляции кристаллической фазы. Однако наиболее основные разности базальтов содержат значительное количество фенокристаллов темноцветных минералов, в первую очередь высокомагнезиального оливина с более 80% форстеритовой молекулы. Как правило, эти явления наблюдаются при формировании базальтов более основных, чем «средние базальты» района. Подобные базальты пониженной основности близки к типу оливиновых толеитов, родоначальных для ряда Ангелей, отличаясь от них повышенным содержанием щелочей (Na_2O до 3%, K_2O — 1,2%). Излияния их связаны с заменой общего гомодромного хода дифференциации антидромным: они обычно поступают на поверхность в заключительные фазы извержений, при излиянии лав, отвечающих наиболее глубоким горизонтам подводящего канала (Пийп, 1956).

Образование базальтов, близких к родоначальным членам ряда Ангелей, в ходе развития базальтового вулканизма, соответствующего ряду Куно, имеет важное значение. Мы вернемся к обсуждению его в конце следующего раздела.

Петрохимия базальт-андезитовых серий

Вулканические породы базальт-андезитовой серии образуют непрерывный ряд от базальтов до андезитов. Непрерывность ряда и единство объединяемых в нем пород определяются принадлежностью их к единым геологическим ассоциациям и однотипностью поведения их петрохимических характеристик. Породы базальт-андезитовой серии образуют страто- и кальдера-вулканы, которые имеются во всех тектонических системах выделяемых типов. Поэтому серия эта может быть определена как транзитная. Однако наибольшим развитием она пользуется в пределах островных дуг нормального типа (системы типа Курил) и внешних вулканических поясах подвижных систем типа Камчатки.

Хотя породы серии образуют широкий ряд от собственно базальтов до кислых андезитов, они имеют единый петрографический облик, и по этому признаку подавляющую массу пород, не взирая на их химизм, можно определить как двупироксеновые андезиты. Это порфировые породы, где в роли вкрапленников выступают кристаллы среднего плагиоклаза гиперстена и моноклинного пироксена (авгита). В виде единичных зерен присутствует оливин (гиалосидерит). Амфибол относительно редок. Пирокластические породы составляют 10—30% разреза вулканических построек. Породы серии образуются в ходе гомодромного развития вулканического аппарата, причем отмечены случаи, когда в процессе одного извержения на поверхность последовательно доставлялись вулканические продукты, охватывающие весь ряд от андезитов до базальтов включительно или значительные части этого ряда, в интервале 6—8% SiO_2 . Не менее характерны, однако, вулканические постройки, полностью сложенные андезитами при полном или практически полном отсутствии базальтов.

Принадлежность конкретного ряда пород к базальт-андезитовой серии, независимо от количественного соотношения в нем базальтов и андезитов, определяется резким изменением соотношения параметров b и c , т. е. темноцветных компонентов и анортитовой извести, по сравнению с породами собственно базальтовых серий. Значение параметра c в ходе дифференциации базальт-андезитовых серий либо остается постоянным (проекция вариационной кривой на плоскость csb диаграммы А. Н. Заварицкого идет параллельно оси sb), либо в случае, соответствующем трахиан-

дезитовым сериям, несколько убывает (соответствующая проекция вариационной кривой наклонена к оси *sb* под углом 30°). Таким образом, главной чертой дифференциации пород базальт-андезитовой серии является резкое убывание темноцветных компонентов при постоянном или слабо убывающем количестве анортитового компонента в расплаве. Такой ход кристаллизации резко противостоит процессу дифференциации собственно базальтовых серий.

Проекции фигуративных точек средних составов пород базальт-андезитовых серий из различных тектонических зон при усреднении в равных интервалах кислотности образуют параллельные рои, каждый из которых в проекции на плоскость *asb* диаграммы Заварицкого располагается под углом 45° к оси *sb*. Другими словами, увеличение щелочности пород базальт-андезитовой серии при равном содержании SiO_2 идет сугубо за счет уменьшения содержания темноцветных компонентов (параметр *b*) и не связано с анортитовой известью, как в собственно базальтовых сериях.

Одна из важнейших характеристик процесса дифференциации базальт-андезитовых серий — скорость накопления щелочей в остаточных порциях расплава, последовательно подаваемых на поверхность в ходе эволюции того или другого вулканического аппарата. Критерием ее оценки могут служить углы наклона вариационных кривых к оси *sb* на диаграмме А. Н. Заварицкого или кривых соответствующих окислов по отношению к SiO_2 (ось абсцисс) по диаграмме Харкера.

Среди выделенных П. Бурри и позже А. Н. Заварицким серий вулканических пород отмечалось два типа, различных по скорости накопления щелочей. Для первого из них угол наклона вариационной кривой в проекции на плоскость *asb* к оси *sb* равен 30° . Это серии Пеле, Йеллоустонского парка, Лассен Пик, Этны. Для кривых второго типа соответствующий угол равен 30° (Таити, Буфумбира). Но анализом этой характеристики практически не занимались вплоть до конца 50-х годов, когда Г. С. Горшков, указав на ее большое значение, выделил два класса пород — океанических и континентальных, отличающихся скоростью накопления щелочей. Эту разницу он объяснял различием строения верхней мантии материков и океанов.

Позднее автор путем анализа петрохимического материала установил в кайнозойской Курило-Камчатской вулканической провинции два типа вулканических построек, различных по скорости нарастания количества щелочей в ходе дифференциации; соответствующие углы наклона для них равны 15° и 30° . Было констатировано, что тип дифференциации не зависит от возраста вулканической постройки и ее положения в пределах той или иной вулканической зоны. В связи с этим высказывалось предположение, что скорость накопления щелочей зависит от типа вулкана: для щитовых и близких к ним вулканов характерен угол 30° (т. е. значительная скорость накопления щелочей), а для стратовулканов — угол 15° (Эрлих, 1966 б).

В более поздней работе Г. С. Горшков после анализа петрохимии вулканов островных дуг установил, что скорость накопления щелочей в ходе дифференциации вулканов азиатской и американской частей Тихоокеанского пояса неодинакова (Горшков, 1967): для первых угол между вариационной кривой в проекции на плоскость *asb* равен 15° , а для вторых — $7,5^\circ$. Переход между вулканами с различным типом дифференциации происходит резким скачком, приуроченным к центральной части Алеутской дуги в районе сочленения ее западной и восточной ветвей. Г. С. Горшков объяснил этот скачок различием состава верхней мантии обоих звеньев Тихоокеанского кольца.

Однако Г. С. Горшков в каждом случае рассматривает среднюю кривую для вулканов района, которая отражает преобладающую в районе скорость накопления щелочей. Особенности же отдельных вулканов затушевываются. Интересно отметить разницу в угле наклона вариационной линии средних составов лав Центральной группы Курильских островов, полученных Г. С. Горшковым и нами. По расчетам Г. С. Горшкова (1967), угол наклона вариационной кривой к оси *sb* равен 15° . Рассчитанная автором кривая наклонена к той же оси под углом 30° . Разница объясняется тем, что Г. С. Горшков включил в расчет образцы вулканических пород с о. Симушир, которые мной рассчитывались отдельно. В результате тенденция к повышенной скорости накопления щелочей в докальдерных постройках ряда вулканов была затушевана, и суммарный угол наклона кривой уменьшился. Последние исследования Н. В. Огородова внесли коррективы такого же типа и в ранее изложенные мной представления о скорости накопления щелочей в вулканах Срединного хребта (Эрлих, 1966). Из приведенного материала следует, что в пределах данной территории намечаются четыре типа скорости накопления щелочей в ходе дифференциации. Они характеризуются четко фиксированными углами наклона вариационных кривых к оси *sb* в проекции на плоскость *asb*. Это углы 7 — $7,5$; 15 ; 22 — $22,5$; 30° . Промежуточные типы фактически отсутствуют. Подобная, типизация процесса и дискретность типов наклона кривых позволяют говорить о том,

что скорость нарастания концентрации щелочей в ходе дифференциации обусловлена не ассимиляцией, а процессом, связанным с исходной магмой. Таким процессом может являться диффузия летучей фазы из глубинного очага к поверхности, тесно связанная с тектоническим режимом вулканической зоны или участка локализации вулканического центра. В случае свободного поступления летучих на поверхность (значительная степень раскрытия трещин или постоянная «прочистка» канала) накопление будет минимальным, и, напротив, оно будет резко возрастать по мере стабилизации тектонического режима. Линии с углом наклона 30° к оси sb соответствуют эвтектикам системы анортит — диопсид — альбит.

Обратимся к пространственному распределению вулканов с различным типом нарастания содержания щелочей в ходе дифференциации. Прежде всего, можно отметить независимость этого процесса от тектонического положения вулкана.

Серии пород вулканов зоны Изу-Бонин дают кривые с наклоном 15° к оси sb в проекции на плоскость asb . В то же время соответствующий угол вариационной кривой вулканов района Фосса-Магна равен 22° . Вариационные линии вулканов Назу и Азума образуют угол $7,5^\circ$, в то время как линии смежных с ними вулканов Ивате, Тарумаи имеют угол 15° . Два типа накопления щелочей в ходе дифференциации в вулканах зоны Назу отмечались японскими исследователями (Kawano, Yagi, Aoki, 1961). Различие в скорости накопления щелочей, в частности K_2O , хорошо фиксируется при сравнении серий до- и посткальдерной построек вулкана Асо.

Особо следует остановиться на проявлениях повышенной скорости накопления щелочей в вулканических сериях. На Камчатке вариационную кривую с углом наклона, равным 30° , дают следующие вулканические постройки и комплексы: комплекс нижнечетвертичных платоэффузивов Восточной Камчатки, докальдерная постройка вулкана Горелый, комплекс основания Ключевской группы вулканов и вулкана Уксичан. В других районах подобный тип кривой дают вулканы Суванозе-шима, Кракатау, Батур и Мерапи. Учитывая повышенное содержание суммы щелочей в андезитах этих вулканов (до 6,5—8% при 57—59% SiO_2), подобные породы можно определить как трахиандезиты. Однако ни в одном случае кривая с таким наклоном не доходит в область кислых вулканических пород; в тех случаях, когда на соответствующих вулканах имеются экстрוזии дацитов и липаритов, содержание суммы щелочей в них, по крайней мере, не возрастает сравнительно с трахиандезитами, а, как правило, даже несколько понижается. Таким образом, выясняется ограниченность проявления трахиандезитовой ветви дифференциации — в этом смысле, несмотря на формальное сходство, данные вулканы отличаются от океанических и континентальных серий, дифференциация которых доходит до трахитов и трахилипаритов.

Изучение вулкана Уксичан в Срединном хр. Камчатки (Огородов, Кожемяка, Важеевская, Огородова, 1966) и плато Удинского дола в Ключевской группе вулканов (Тимербаева, 1967) показало, что в разрезе одной и той же вулканической постройки содержание щелочей изменяется закономерно, резко варьируя в смежных потоках. При этом количество Na_2O равномерно нарастает пропорционально с возрастанием концентрации SiO_2 , в то время как K_2O меняется по двум законам. В результате параллельно развиваются ряд трахиандезитов (угол наклона проекции вариационной кривой к оси sb в проекции на плоскость asb равен 30°) и нормальный ряд базальт—андезит (соответствующий угол равен 15°). Наиболее основные разности лав имеют постоянную щелочность, отвечающую среднему составу базальтов вулканической зоны; различие в содержании щелочей выявляется лишь в ходе дифференциации. Возрастание щелочности не отражается на составе вкрапленников — лишь в основной массе появляется калиевый полевой шпат. Отмечено также присутствие анальцима. Все эти факты позволяют говорить о том, что диффузия щелочей и накопление их в остаточных порциях расплава происходят неравномерно и меняются иногда даже в пределах смежных потоков одного вулкана (или, другими словами, при последовательных извержениях), причем эти явления не фиксируются в накоплении кристаллической фазы.

В настоящее время неизвестны проявления трахиандезитов в пределах подвижных тектонических систем типа Бонин, и они единичны на территории нормальных островных дуг типа Курил; развитие серий такого типа начинает достаточно широко проявляться в тектонических системах типа Камчатки. Как уже упоминалось, Ю. А. Кузнецов (1964) относит к трахиандезитовому типу вулканические серии Йеллоустонского парка. Все это отражает тенденцию постепенного перехода к трахиандезитовым сериям по мере стабилизации подвижных областей.

Поведение других существенных петрохимических критериев в ходе развития базальт—андезитовых серий имеет следующие особенности.

1. Вариационные линии вулканов базальт—андезитовой серии на тройных диаграммах MgO — $Fe_2O_3 + FeO$ — $Na_2O + K_2O$ для андезитовых стратовулканов характеризуются общим убыва-

нием концентрации железа и накоплением щелочей. Точка начала этой кривой, соответствующая начальным стадиям кристаллизации, характеризуется повышением содержания железа и лежит на окончании кривой собственно базальтовых серий.

2. Постоянство величины a_{Al} в породах андезитовой серии указывает на малую роль или полное отсутствие аккумуляции кристаллической фазы в ходе кристаллизации.

3. Нарастание величины отношения $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ по мере увеличения дифференцированности пород базальт-андезитовых серий указывает на возрастающее парциальное давление кислорода в ходе кристаллизации.

Итак, для базальт-андезитовых серий можно констатировать следующее.

1. Наличие четко фиксированных закономерностей соотношений различных петрохимических характеристик и типов петрохимических ассоциаций в породах рассматриваемой серии свидетельствует об отсутствии (или практическом отсутствии) процессов ассимиляции корового материала при их формировании. Во всяком случае, петрохимические методы следов ассимиляции не обнаруживают.

2. Эволюция серии характеризуется резким убыванием в ходе гомо-дромного развития количества темноцветных компонентов при соответствующем возрастании роли SiO_2 в последовательно поступающих на поверхность порциях расплава. При этом наблюдается прогрессирующее накопление щелочей и, по-видимому, летучих компонентов в остаточных его порциях.

3. Отсутствие заметной аккумуляции кристаллической фазы, смена в ходе одного извержения всего комплекса пород серии или значительной его части, постоянство ассоциации андезитов с базальтами и отсутствие в разрезах вулканических серий ряда пород, комплементарных ряду базальт—андезит, указывает на то, что зачастую основным процессом дифференциации серии является фракционирование базальтовой магмы, скорее всего протекающее в пределах подводящего вулканического канала, при повышенной роли летучих компонентов.

4. В то же время наличие самостоятельных андезитовых и андезито-базальтовых вулканов с малым количеством или полным отсутствием в разрезе базальтов свидетельствует о возможности отделения андезитовых магм от исходного субстрата в подкоровой области. Экспериментальное воспроизведение одного из вариантов выплавки андезита из базальтов в условиях мантии можно найти в широко известной работе Д. Грина и А. Рингвуда (Петрология верхней мантии, 1968).

Все сказанное подтверждает предположение Г. С. Горшкова о «мантийном» источнике андезитовой магмы и ее происхождении в результате фракционирования базальтового расплава.

Вывод о том, что базальт-андезитовые серии являются продуктом эволюции исходной базальтовой магмы, ставит перед нами проблему соотношения химизма вулканических пород, поступающих на поверхность, и тех продуктов дифференциации, которые накапливаются в нижних частях подводящего канала, вторичных магматических камерах в коре и зоне магмообразования в верхней мантии. Ее можно определить как проблему магматических остатков. Она складывается из двух самостоятельных вопросов.

Во-первых, как следует из приведенного материала, на поверхность могут подаваться лишь средние и конечные продукты дифференциации исходной базальтовой магмы. Совпадение вариационных линий неполных рядов дифференциации этих вулканов с участками стандартных вариационных кривых, выведенных выше, с одной стороны, является доказательством возникновения образующих их пород в ходе нормального процесса эволюции базальтовых магм, а, с другой стороны, недостающие участки кривой можно рассматривать как отражение состава интрузивной фации данного вулкана. Особенно характерно отмеченное во втором разделе этой главы последовательное убывание максимальных значений параметра b по мере увеличения зрелости подвижных тектонических систем от островных дуг, выдвинутых в сторону океана (тип Бонин), до тектонических систем типа Камчатки, т. е. по мере увеличения мощности земной коры в пределах вулканических поясов.

Так, по мере движения вдоль Зондской дуги с востока на запад параметр b в базальтах и андезито-базальтах вулканов центрального типа изменяется следующим образом: Восточная Индонезия — 30—35, Ява — 20—25, Суматра — до 20. Аналогично изменение b при движении от Центральных Курил к внешним вулканическим зонам Камчатки и Японии (Центральные Курилы — $b = 30$, Северные и Южные Курилы — $b = 25$, зона Нацу и Восточная Камчатка — $b = 20$, редко до 25). Подобная картина наблюдается практически повсеместно. Крайне важен и тот факт, что в пределах единого вулканического пояса основность (и щелочность) базальтов, связанных с вулканами посткальдерной стадии развития, расположенными в крупных вулкано-тектонических де-

прессиях, резко изменяется. Ранее мной отмечалось, что базальты подобных вулканов на Камчатке обладают пониженной основностью и щелочностью; изменяется и степень дифференцированности их вулканических продуктов, доходящая не до андезитов, как обычно, а до дацитов и липаритов. Это явление прямо связывалось с локализацией интрузий в коре (Эрлих, 1966).

Во-вторых, следует учесть, что продукты дифференциации исходной базальтовой магмы, наблюдаемые в виде поступающих на поверхность вулканических пород, представляют собой прогрессирующий по кислотности ряд. Подобное одностороннее развитие процесса невозможно без компенсирующего накопления продуктов, прогрессирующих по основности. Ключевыми в этом отношении являются две группы фактов. С одной стороны, как уже отмечалось, при развитии на поверхности вулканических пород ряда Куно в виде конечного продукта зачастую образуются оливиновые толеиты, близкие к родоначальным магмам ряда Ангелей. С другой стороны, источником данных о накоплении темноцветных компонентов в ходе развития вулканических пород ряда толеитовый базальт — высокоглиноземистый базальт — андезит — дацит являются родственные включения, постоянно встречаемые в породах вулканов. Несмотря на то, что данные о их составе относительно немногочисленны, уже можно сделать некоторые важные выводы.

В базальтах и андезито-базальтах среди включений чаще всего встречаются габбро. По составу они разделяются на два типа. В вулканах, где состав базальтов отвечает толеитам или высокоглиноземистым базальтам с относительно пониженным содержанием анортитового компонента, обычны включения габбро, резко обогащенные Al_2O_3 и CaO . Так, габбро в лавах вулкана Кракатау при концентрации SiO_2 несколько выше 47% содержат Al_2O_3 более 21%, а CaO — 11 — 12% (Westerveld, 1952). В области развития высокоглиноземистых базальтов более обычны высокожелезистые габбро с пониженным содержанием анортитового компонента. В качестве примера в табл. 27 приведен состав габбро в лавах Ключевской группы, по В. И. Влодавцу (1940), где при 50% SiO_2 суммарное содержание железа превышает 11%, содержание Al_2O_3 не достигает 16%, CaO — 11%. Образец характеризуется очень низкой щелочностью, обычной для толеитов. Эти черты химизма усиливаются во включениях порфировых базальтоидов, описанных Ю. М. Дубиком в андезитах купола Новый на Безымянной сопке (табл. 27). При содержании SiO_2 50,66 и 48,28% количество Al_2O_3 составляет лишь 10,87 и 12,15%, в то время как содержание MgO достигает 11,81 и 8,72%. В андезитах одного из куполов Безымянной сопки В. А. Ермаков отмечает включения сильно железистых габбро и амфиболовых перидотитов.

Фигуративные точки составов всех отмеченных включений в лавах вулканов Ключевской группы отвечают ряду Ангелей. К породам того же ряда относятся и базальты Харчинского вулкана, непосредственно примыкающего к Ключевской сопке с севера. В этих породах при исходном толеитовом составе непорфировых лав отчетливо фиксируется влияние аккумуляции кристаллов темноцветных минералов. Следовательно, в Ключевской группе вулканов при развитии на поверхности вулканических пород ряда Куно на глубине накапливаются магматические остатки, состав которых отвечает ряду Ангелей.

Как известно, для базальтов океанических областей и трахибазальтовых серий континентов обычны включения ультраосновных пород, содержащих оливин, хром-диопсид, авгит, шпинель, а иногда гранаты пироп-альмандинового ряда (Денисов, 1965; Forbes and Kuno, 1965). В. Л. Масайтис (1966) и одновременно Р. Форбс и Х. Куно (Forbes and Kuno, 1965) указывают на идентичность состава включений в базальтах по обе стороны линии вулканических поясов островных дуг — в океанических областях и на **С. 176** континентах. В то же время в толеитовых и высокоглиноземистых базальтах подвижных тектонических систем западной части Тихоокеанского кольца подобные включения не встречены. Включения ультраосновных пород фиксируются здесь лишь в андезито-базальтах и андезитах. На вулканах Авачинская сопка (Восточная Камчатка) и Ламингтон (Нов. Гвинея) подобные включения связаны с массовыми выбросами андезитового пирокластического материала, на Ключевской сопке и вулкане Канага (Алеутские о-ва) они ассоциируют с андезито-базальтами. Характерной чертой состава этих включений является очень низкое содержание CaO , Al_2O_3 при повышенной магнезиальности. Минералогия их отличается пониженной железистостью энстатита и диопсида, а также полным отсутствием граната. Основные минералы включений — оливин, отвечающий почти чистому форстериту, ромбический и моноклинный пироксен — более основные, чем соответствующие минералы базальтов. Все эти особенности свидетельствуют о едином их происхождении в ходе переработки мантии при выплавке и последующей эволюции родоначального магматического расплава. Наконец, отметим, что в лавах боковых кратеров Ключевской сопки Б. И. Пийпом (1956) обнаружены мелилитовые включения.

Состав родственных включений основных и ультраосновных пород в четвертичных эффузивах

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO ₂	40,60	39,90	46,50	47,92	50,66	48,28	50,28	32,04	47,19	47,71	47,48	46,55	40,10	41,22	42,82	39,64	42,74
TiO ₂	—	Сл.	0,86	0,86	0,60	0,85	0,94	0,51	0,64	0,99	2,44	0,77	0,42	0,13	0,10	0,42	0,16
Al ₂ O ₃	1,57	0,91	14,81	8,66	10,87	12,15	15,72	10,86	21,34	21,03	10,42	15,52	27,15	24,06	25,03	26,39	26,46
Fe ₂ O ₃	0,80	6,40	11,25	5,72	4,32	6,57	3,63	3,38	3,55	1,73	3,52	9,47	4,13	1,65	0,90	1,56	0,76
FeO	7,55	—	2,13	5,82	6,95	5,95	7,80	1,54	4,64	4,78	4,97	1,32	5,40	5,55	4,66	6,04	4,16
MnO	0,02	0,11	0,23	0,24	—	—	0,09	0,57	0,06	0,13	0,18	0,32	0,12	0,12	0,10	0,10	—
MgO	49,16	52,30	11,20	17,68	11,81	8,72	7,73	4,17	8,90	9,14	13,71	14,36	7,97	12,69	9,42	9,71	11,09
CaO	0,44	—	9,93	10,23	10,98	13,76	10,24	44,35	11,53	12,16	10,86	6,92	13,35	13,38	15,94	15,64	14,15
Na ₂ O	0,10	—	1,83	1,33	2,28	2,54	1,61	1,03	1,90	2,05	1,97	1,78	0,95	0,34	0,50	0,69	0,73
K ₂ O	0,05	—	0,36	0,31	0,77	1,01	0,66	0,16	0,34	0,29	1,30	1,72	0,15	—	—	0,32	0,04
H ₂ O ⁻	—	—	0,16	0,16	0,05	0,03	—	0,66	0,16	0,07	0,03	—	0,06	0,50	0,12	0,06	0,03
H ₂ O ⁺	—	—	0,52	1,00	0,84	0,38	0,20	0,32	0,05	—	Сл.	—	0,78	0,12	0,10	—	—
P ₂ O ₅	0,01	—	0,09	0,05	—	—	0,10	—	0,10	0,38	—	—	—	—	—	0,03	0,03
CO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,33	—	0,09	—	—	—	—
	100,47	99,62	99,88	100,00	100,13	100,24	99,86	99,59	100,40	102,2	99,89	99,71	100,67	99,76	99,60	100,80	100,35

Параметры, по А. Н. Заварицкому

a	0,3	—	4,4	2,9	5,7	6,8	4,4	2,4	4,9	5,1	5,8	6,1	2,6	0,8	1,2	2,2	1,9
c	0,4	—	7,7	3,6	3,8	4,4	8,4	5,7	12,5	12,1	3,7	7,1	18,4	17,1	17,9	18,5	18,5
b	66,0	—	34,9	43,9	36,6	35,6	28,2	66,8	25,8	25,7	38,5	34,3	27,0	31,3	27,1	28,8	26,0
s	33,3	—	53,2	49,6	53,3	53,2	58,9	35,0	56,7	57,0	53,2	52,4	52,0	50,8	53,8	50,5	53,6
f'	8,6	—	33,4	21,8	24,9	24,8	38,2	7,8	30,2	24,7	19,6	27,3	56,5	74,1	65,1	63,4	79,2
m'	91,2	—	53,9	61,0	48,3	38,0	47,0	11,6	61	62,3	57,5	69,5	36,7	23,7	21,8	27,4	19,4
e'	0,1—0,2	—	12,3	17,2	26,8	37,2	10,3	79,1	8,6	11,9	22,8	3,6	—	2,2	13,1	9,2	1,4
n	66	—	91	88	81	79	81	90	92	92	69	61	91,2	100,0	100,0	75,8	92,0
Q	-34,4	—	-10,3	-10,2	-7,4	-11,6	+0,7	-50,4	-88	-8,2	-10,1	-14,4	-19,6	-17,1	-12,7	-21,9	-15,1

Примечание. 1—перидотитовое включение в андезитовом пирокластическом потоке вулкана Арача, Камчатка, 2—оливиновые нодулы из пирокластических пород вулкана Ламингтон (Нов. Гвинея), 3, 4, 5, 6—габброидные включения в лавах Безымянной сопки (Камчатка), 7—габброидное включение из лав вулкана Плоская сопка (Влодавец, 1940), 8—меланитовое включение в лавах Ключевской сопки (Пайп, 1956), 9, 10—габброидные включения из лав Краматуй (Westerveld, 1952), 11—габброидное включение в лавах вулкана Ламингтон (Нов. Гвинея), 12—габброидное включение в анотропных дацитах вулкана Хангар, Камчатка. Включения сегрегаций в кислой пирокластике: 13—вулкан Немо, 14, 15—кальдера Заварицкого, 16, 17—вулкан Ксудач.

В дацитах вулкана Хангар (Камчатка) и среди пирокластических пород вулкана Ламингтон (Нов. Гвинея) встречаются включения, состоящие из основного плагиоклаза и роговой обманки. Химизм их характеризуется низкой концентрацией SiO₂ (46—47%) и Al₂O₃ (10—15%) при высоком содержании MgO (13—14%). Соотношение Na₂O и K₂O в этих включениях меняется по сравнению с обычными базальтами в сторону общего повышения роли калия — параметр *n* в пересчете по системе А. Н. Заварицкого равен 62. Химический состав этих включений очень близок к щелочным оливиновым базальтам.

В последнее время все чаще отмечают присутствие в кислых пемзах включений, представляющих собой остаточный материал, накапливающийся в нижних горизонтах подводящего канала и в магматическом очаге в ходе дифференциации и последовательного удаления на поверхность прогрессирующих по кислотности порций магмы базальт-андезитовых серий. Однотипные включения, состоящие из крупных (0,5—1,5 см) кристаллов анортита, гиалосидерита и стекловатого мезостаза, по составу отвечающего гиперстену, есть в пемзах вулканов Ксудач, кальдер Заварицкого, Немо, Головинина и вулканов о. Шиадоктан. Количество кристаллов анортита составляет до 70% объема включений. Как видно из табл. 27, химический состав включений характеризуется низким содержанием SiO₂ (33—42%) при высоком содержании Al₂O₃ (24—27%) и CaO (13—15%). В подавляющем большинстве включений (за исключением образцов с вулкана Немо) понижено содержание Fe₂O₃ (менее 1—2%) при 4—6% FeO. Различные фазы отделения такого рода включений от родоначальных магм отмечаются Ю. М. Дубиком в базальтах вулкана Ксудач, Ф. Ш. Кутыевым и автором на Кроноцкой сопке и вулкане Кихпиньч.

Сопоставление состава родственных включений с полученными выше стандартными рядами дифференциации базальтовой магмы показывает, что при развитии на поверхности вулканизма, соответствующего ряду Куно, в зоне генерации магмы и нижних частях подводящего вулканического канала накапливаются магматические остатки, соответствующие породам ряда Ангелей (рис. 47).

Это приводит к изменению состава верхней мантии в зоне магнообразования и тем самым создает предпосылки для последующих этапов тектонических движений и изменения характера вулканизма, в частности для перехода к вулканизму трахибазальтовых серий.

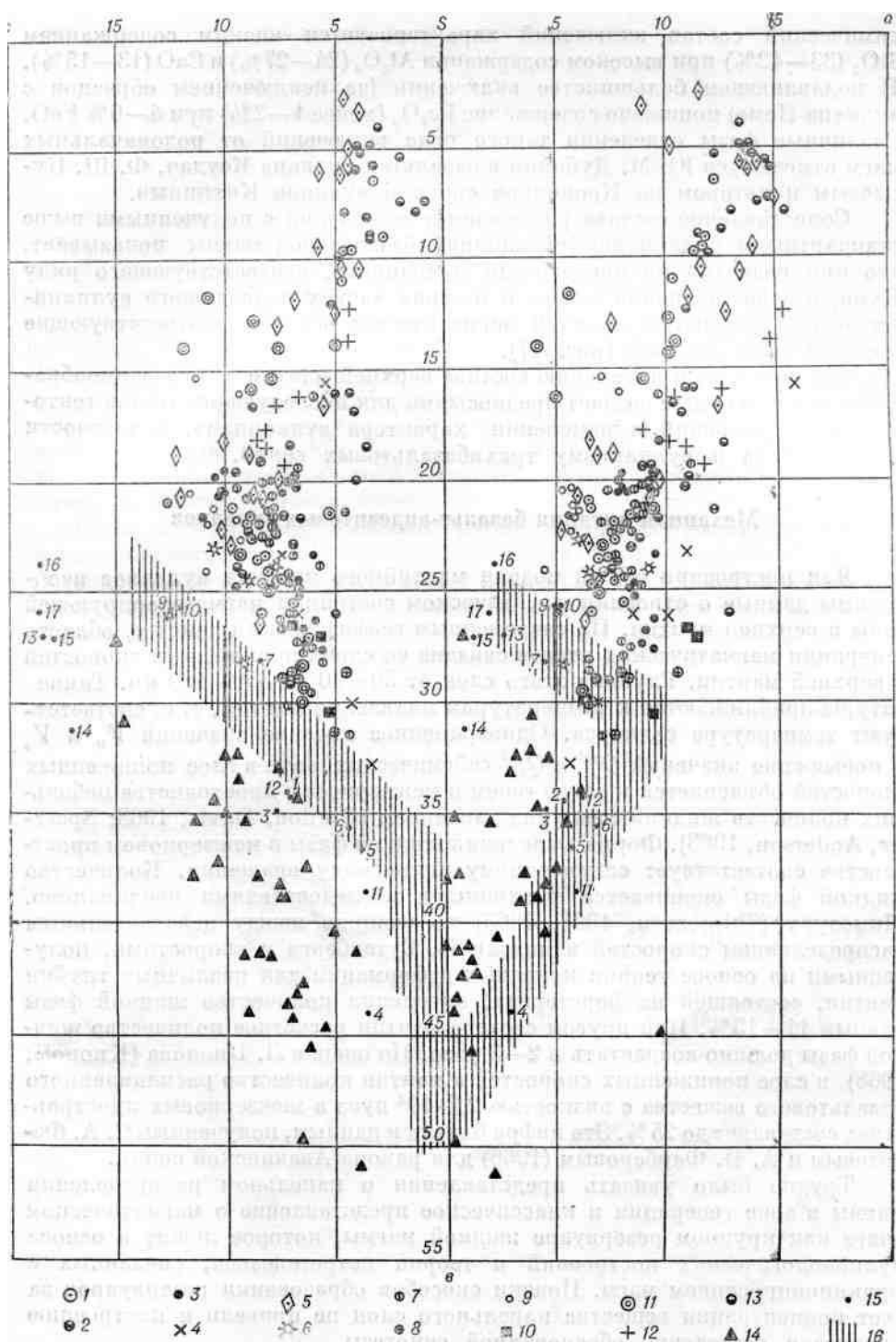


Рис. 47. Диаграмма химических составов некоторых базальтовых и базальт-липаритовых вулканов (по методу А. Н. Заварицкого).

Вулканические породы: 7 — Фуззи, 2 — посткальдерных конусов Асо, 3 — Сокадана и Танггамоэс, 4 — Бату-Тара, 5 — вулкана Горелый, 6 — вулкана Натизиошима, 7 — Коряжской сопки, 8 — Вилочинской сопки, 9 — Ключевской сопки, 10 — Харчинского вулкана, 11 — вулкана Ивате, 12 — комплекса основания и некоторых ареальных излияний Ключевской группы вулканов, 13 — вулкана Кракатау, 14 — фигуративные точки эклогитов из кимберлитов (по В. А. Кутолину, 1968); 15 — фигуративные точки включений в лавах пород известково-щелочной серии (цифры соответствуют номерам анализов в табл. 28); 16 — поле фигуративных точек базальтов кремнисто-вулканогенных толщ верхнего мела — палеогена и современных океанических базальтов.

Механизм питания базальт-андезитовых вулканов

Для построения общей модели мантийного питания вулканов необходимы данные о строении и физическом состоянии магмогенерирующей зоны в верхней мантии. По современным геофизическим данным, область генерации магматических очагов связана со слоем пониженных

скоростей в верхней мантии. Глубина этого слоя от 50—60 до 350—400 км. Температуры приближаются к температурам плавления мантии, т. е. соответствуют температуре солидуса. Одновременное падение значений V_p и V_s и повышение значений Q_p^{-1} и Q_s^{-1} сейсмических волн в слое пониженных скоростей объясняется присутствием в межзерновом пространстве небольших количеств жидкой фазы под давлением (Gordon, Davis, 1968; Spetzler, Anderson, 1968). Форма выделений жидкой фазы в межзерновом пространстве соответствует сплюсненному эллипсоиду вращения. Количество жидкой фазы оценивается различными исследователями неодинаково. Шимозуру (Shimozuru, 1961, 1963) по разнице между действительным распределением скоростей в модели Б. Гутенберга и скоростями, полученными на основе теории конечных деформаций для различных глубин мантии, состоящей из форстерита, определил количество жидкой фазы равным 11—15%. При другом составе мантии расчетное количество жидкой фазы должно возрасти в 2—3 раза. По оценке Л. Кнопова (Knopoff, 1968), в слое пониженных скоростей в мантии количество расплавленного базальтового вещества с вязкостью $2,5 \cdot 10^4$ пуаз в межзерновых пространствах составляет до 25 %. Эта цифра близка к данным, полученным С. А. Федотовым и А. И. Фарберовым (1966) для района Авачинской сопки.

Трудно было увязать представления о капельном распределении магмы в зоне генерации и классическое представление о магматическом очаге как крупном резервуаре жидкой магмы, которое лежит в основе вулканологических построений и теорий петрогенезиса, связанных с фракционированием магм. Поиски способов образования резервуаров за счет концентрации вещества капельного слоя не привели к построению физически достаточно обоснованной гипотезы.

Представляется, что известный факт положения вулканов мантийного питания на трещинах отрыва, т. е. связь вулканов с зонами растяжения, позволяет найти выход из этих затруднений. В самом деле, наложение трещины растяжения на слой пониженных скоростей, насыщенный капельной жидкостью, должно без всяких промежуточных стадий вызвать подъем силикатного расплава к поверхности. Движущей силой при этом является разность упругого давления в слое пониженных скоростей и давления в трещине растяжения. Данный механизм полностью аналогичен фонтанированию нефти при вскрытии пласта скважиной. В этом случае образование крупных резервуаров магмы в мантии вообще невозможно. Механизм этот действует при следующих условиях.

1. Возможность образования трещин растяжения в верхней мантии. В. В. Белоусовым (1966) была показана возможность распространения корневых частей даек до глубины 40 км. По теории упругости трещины растяжения могут мгновенно возникать и на больших глубинах. Заполнение этих трещин силикатной жидкостью способствует их расширению и устойчивому существованию на глубинах 60—80 км.

2. Подобие поведения силикатной жидкости на глубинах 60—100 км поведению нормальной жидкости (вода, нефть) в условиях глубин 6—8 км. По предварительным расчетам, подобие выдерживается.

В. М. Зобиным (Zobin, 1979) установлено, что землетрясения, сопутствующие крупным вулканическим взрывам, имеют механизм сдвига. Напряжения, возникающие при этом в вулканических очагах, должны создавать дополнительный импульс, способствующий поступлению магмы на дневную поверхность.

Поскольку давление жидкости, насыщающей зону магнезиального образования, противодействует литостатическому давлению кровли, давление на кристаллический скелет магнезиальнопроизводящего слоя ($P_{скел}$) равно литостатическому давлению ($P_{горн}$) минус противодействующее давление капельной жидкости (P):

$$P_{скел} = P_{горн} - P.$$

При $P_{горн} = \text{const}$ резкое уменьшение P приводит к возрастанию $P_{скел}$; $P_{горн}$ в реальных условиях тоже не остается постоянным в связи с увеличивающимся весом накопленных на поверхности толщ. Резкое возрастание $P_{скел}$ приводит к уменьшению объема пор и деформации вещества скелета, уплотнению его упаковки и фазовым переходам.

Таким образом, давление в слое магнезиального образования в верхней мантии при значительном количестве образовавшейся силикатной жидкости резко снижается. Этим, видимо, и объясняется преобладание габброидов и отсутствие эггритов среди родственных включений в породах известково-щелочной серии. Действительно, согласно современным экспериментальным данным, существование плагиоклаза при литостатических давлениях, соответствующих глубинам 60 км и более, невозможно. Снятие части литостатической нагрузки повышает глубины устойчивого существования таких минералов. В то же время истощение магнезиальнообразующего слоя сопровождается резким

возрастанием давления в нем, что приводит: а) к фазовым переходам минералов скелета — частичной или полной эклогитизации слоя; б) к изменению условий выплавки и эволюции магмы. Мы видели, что появление эклогитовых и пиропсодержащих включений в базальтоидах в равной мере характерно для трахибазальтовых серий континента и океанических серий вулканических пород. В обоих случаях вулканизм проявляется на жестких глыбах континентов и талассократонов и характеризуется развитием пород ряда Энгелей в тех или иных модификациях, т. е. при увеличении жесткости структуры изменяется характер вулканизма. Исходя из приведенных построений, можно высказать предположение о том, что степень жесткости структуры определяется степенью эклогитизации магнообразующего слоя. Следовательно, направленный процесс развития известково-щелочного вулканизма приводит к изменению условий в верхней мантии, изменению ее состава, тем самым создаются предпосылки для перехода подвижной области к последующим стадиям ее развития — консолидации жестких глыб и следующему циклу магматической деятельности.

Далее. Продолжительность извержения и количество поставляемого за это время на поверхность материала являются функцией упругого запаса магматической жидкости в магнопроизводящем пласте (т. е. количества жидкости, которое может быть извлечено из пласта только за счет сил его объемной упругости). Прекращение извержения фиксирует момент, когда упругий запас в участке близ подводящего канала равен нулю. Время затухания деятельности вулкана, т. е. промежуток времени между двумя извержениями, отвечает периоду, необходимому для подтока магмы к участку близ подводящего канала и восстановлению упругого запаса жидкости в пласте. С этим явлением хорошо увязывается пульсационный режим деятельности отдельных вулканов. Если количество магмы в пласте постоянно возрастает, на поверхности будет наблюдаться ритм усиливающихся пульсаций. В условиях истощающегося за счет извержений пласта режим пульсаций будет ослабляться, а длительность перерывов между извержениями — возрастать. Уменьшение и исчезновение упругого запаса жидкости в пласте должно приводить к омертвлению в нем остаточных порций магмы (аналогия — «мертвая» остаточная нефть в нефтяном пласте). В результате в верхах мантии образуется постоянный запас базальтоидных остатков, и в случае повторения тектонического цикла и усиления подтока в пласт летучей фазы из нижележащих горизонтов возможно повторение цикла вулканической активности. Вывод этот приближается к «коронарной» гипотезе А. Ф. Белоусова (1970).

Длительная деятельность вулканического центра приводит к образованию в магногенерирующем пласте, наполненном капельной жидкостью, воронок депрессии — конусовидной области пониженного давления, осью которой является подводящий вулканический канал. Каждому циклу деятельности вулкана соответствует свой диаметр воронки, т. е. вокруг длительно действующего центра образуется система концентрических конусовидных воронок. Переход от одного диаметра воронок к другому совершается скачкообразно, и со временем диаметр воронки возрастает. Так вокруг центральных подводящих каналов образуются конусовидные системы даек, которые определяют локализацию побочных жерл.

Образование воронок депрессии в зоне близ центрального подводящего канала определяет и образование на поверхности структур проседания типа гавайских кальдер и кальдер Глен-Ко.

Предлагаемая модель строения корневых зон вулканов в верхней мантии требует резкого деления зон действия различных механизмов магногенного петрогенезиса и пересмотра их относительной роли. Ведущим механизмом в условиях верхней мантии оказываются диффузия и фильтр-прессинг. Удаление из магнообразующего слоя значительных объемов базальтов вызывает ускоренный подток летучей фазы из смежных зон капельных жидкостей в нижних частях слоя. Создаются условия для дифференциации скорости диффузии газовой и силикатной составляющих магм. Это определяет гомодромную смену вулканических продуктов на поверхности, последовательное развитие в пределах одного цикла вулканизма (или даже жизни одного вулкана) базальтов, андезитов и кислых вулканических пород. Магма, естественно, захватывает и отдельные зерна или куски кристаллического скелета пласта, вмещающего капельную жидкость. Этим объясняется наличие многочисленных ксенокристаллов и родственных включений в эффузивах. Процесс этот аналогичен выносу песка вмещающего слоя поднимающейся нефтью. В пределах столба поднимающейся магмы (подводящего канала) или периферических очагов, т. е. во всех случаях, когда создается значительных размеров камера, заполненная магмой, ведущим процессом может стать гравитационная дифференциация или другая разновидность фракционирования. Точно так же именно в верхних частях поднимающейся магматической колонны дополнительное воздействие на подъем магм и механизм извержения оказывают газлифт

и взрывы.

Кислый вулканизм и процессы преобразования коры

Определение. Вопросы петрологии. Под термином «кислый вулканизм» ниже понимается не вулканизм, поставляющий на поверхность единые по кислотности продукты, а специфический тип вулканического процесса, связанный с рядом пород от кислых андезитов до липаритов, для которого характерны мощные взрывы, сопровождающиеся образованием обширных покровов и потоков ювенильного пирокластического материала и последующим ростом экструзивных куполов. Уровень кислотности вулканических пород, на котором проявляются специфические особенности этого типа вулканизма, неодинаков в разных районах. В Центральной Камчатской депрессии продукты «кислого вулканизма» отвечают андезитам экструзивных куполов, и наиболее кислые вулканические продукты его — андезито-дациты. Аналогичная картина на вулканах Северной группы Большой Курильской гряды. В Восточной вулканической зоне Камчатки и зоне Назу в Японии, на Суматре и Северном о-ве Нов. Зеландии специфические особенности кислого вулканизма проявляются в серии дацит — липарит. Во всех особенностях кислого вулканизма — времени его проявления, структурной приуроченности, химизме и минералогии его продуктов и т. д. — отмечается двойственность его природы: теснейшая связь с базальт-андезитовым вулканизмом и наличие качественно новых, специфических черт, свидетельствующих о независимости этого процесса.

Как увидим далее (см. главу VI), проявления специфической фазы кислого вулканизма приурочены к заключительным стадиям плейстоценового вулканического цикла, начальные фазы которого характеризовались широким развитием базальт-андезитового вулканизма. Отмечается два типа соотношений центров кислого вулканизма с базальт-андезитовыми вулканами.

1. Прямая унаследованность — приуроченность центров кислого вулканизма к базальт-андезитовым вулканам предшествующих фаз цикла. Это кратеры, небольшие (2—4 км) кальдеры и экструзивные купола, на базальт-андезитовых вулканах центрального типа. Характерными типами извержений являются фреатические взрывы и выбросы ювенильной пирокластики с последующим ростом центральных и адвентивных экструзивных куполов. Спекание пирокластического материала, как правило, отсутствует или степень его невелика. Объем выброшенной пирокластики обычно 1—5 км³, редко до 10—15 км³ и лишь в исключительных случаях превышает эту цифру (Катмаи). Примером такого расположения центров кислого вулканизма на Камчатке могут служить вулканы Шивелуч, Безымянный, Двор, Авача, Козельская сопка, Ходутка, Ильинский, Желтовский. На Курильских островах это вулканы Тао-Русыр, Харимкотан и др.

2. Резкая наложенность центров кислого вулканизма на разнородный фундамент — как на разнородные вулканы предшествующих этапов, так и на дислоцированные комплексы дочетвертичного фундамента. В зависимости от масштабов вулканической деятельности выделяется несколько типов вулкано-тектонических структур, контролирующих положение такого рода центров. Прежде всего, это крупные (десятки километров) линейные вулкано-тектонические депрессии типа грабен. Таковы грабен Таупо-Роторуа в Нов. Зеландии, Тоба на Суматре, Токачи в Японии. На Камчатке к ним близок грабен Курильское озеро — вулкан Желтовский. С этими структурами связаны покровы игнимбритов объемом в сотни и первые тысячи км³. Далее, это крупные кольцевые вулкано-тектонические депрессии размером 10—30 км, проявляющиеся либо самостоятельно (кольцевые структуры Узона, Бол. Семячика, Хангара, Опалы на Камчатке, кальдеры Акан, Ата, Асо, Эйра в Японии), либо как структуры второго порядка в пределах линейных вулкано-тектонических депрессий, связанных с кислым вулканизмом (Курильское озеро на Камчатке, кольцевые комплексы Окаитана, Харохаро в Нов. Зеландии). Объем извергнутой пирокластики, образующей обширные пемзо-игнимбритовые покровы, достигает 150—300 км³.

Близки этим структурам и кальдеры нормального типа. Отличия сводятся лишь к размерам кальдер (2—10 км) и объемам ассоциирующей с ними пирокластики (4—50 км³). Они локализуются в виде самостоятельных структур либо образуют телескопированную систему вложенных друг в друга кальдер, уменьшающихся в диаметре, в пределах крупных вулкано-тектонических депрессий (кальдеры Крашенинникова, Карымского озера и Карымского вулкана, Ксудач, молодая кальдера Курильского озера, Машно и др.).

Наложное положение всех этих структур по отношению к фундаменту однотипно. Так,

вулканическая депрессия Курильского озера в южной и юго-восточной частях непосредственно наложена на третичные породы, а в северо-западной и северной частях срезает нижнечетвертичные базальт-андезитовые плато. Аналогичная картина на внутренней кальдере вулкана Ичинского, а Ичинская вулкано-тектоническая депрессия срезает еще более разновозрастные структуры: гнейсы Срединного массива на юге, кремнисто-вулканогенные толщи верхнего мела на юго-востоке, неогеновые вулканогенные толщи на востоке, нижнечетвертичные базальтовые плато на севере и северо-востоке, третичные осадочные толщи Западно-Камчатского тылового прогиба на западе. Не менее показательна и кальдера Хангар, целиком образованная в гнейсах Срединного массива Камчатки. Большая же часть кальдер и вулкано-тектонических депрессий Восточной и Южной Камчатки срезает разнотипные и разновозрастные вулканические постройки и базальт-андезитовые плато, сформировавшиеся в нижне-среднеплейстоценовый этап вулканизма, и частично выступы плиоценовых вулканических толщ. Таковы вулкано-тектонические депрессии Узона-Гейзерной, Большого Семячика, Опалы, Крашенинникова, Жупановская и Карымская кольцевые структуры и т. д. То же можно сказать и о других районах кислого вулканизма. Вулкано-тектоническая депрессия Токачи непосредственно наложена на складчатые комплексы орогенической системы Хидака, кальдеры Ата и Эйра срезают дислоцированные отложения комплекса Шиманто, кальдера Асо наложена на разнородные центры плиоценового вулканизма, грабен Таупо-Роторуа — на граувакки J_3 — Sr и осадочные комплексы третичного возраста.

Таким образом, уже при рассмотрении геологических условий проявления кислого вулканизма сталкиваемся с двойственностью его природы: с одной стороны, кислый вулканизм закономерно продолжает и завершает гомодромный цикл развития вулканической активности, начавшийся с базальт-андезитовых извержений, а с другой стороны, он носит автономный, резко наложенный характер.

По специфике проявления кислого вулканизма, петрохимии его продуктов все известные его формы можно разбить на две группы. К первой группе относятся мощные выбросы кислой пирокластики, связанные с моментом формирования кальдер и вулкано-тектонических депрессий, в пределах которых располагаются центры кислого вулканизма. Игнимбриты и пемзы, связанные с извержениями этого типа, несмотря на их повышенную кислотность, по петрохимическим особенностям прямо принадлежат к породам базальт-андезитовой серии. Когда центры кислого вулканизма располагаются на базальт-андезитовых вулканах предшествующей стадии развития, фигуративные точки составов игнимбритов и пемз этого этапа располагаются на окончании вариационных кривых базальт-андезитовой серии основной постройки. В случае резкой наложенности центров кислого вулканизма на разнородный фундамент фигуративные точки составов игнимбритов и пемз этого этапа располагаются на окончании вариационной кривой базальт-андезитовой серии, сформировавшейся в данном районе на ранних стадиях того же вулканического цикла. Фигуративные точки химического состава игнимбритов и пемз таких вулканов, как Горелый, Тао-Русыр, кальдера Заварицкого, лежат на прямом продолжении вариационных кривых пород базальт-андезитовой серии, слагающих эти постройки. Фигуративные точки составов игнимбритов таких наложенных структур, как Токачи, Узон, Курильское озеро, Тоба, грабен Таупо-Роторуа, ложатся на продолжение вариационных линий базальт-андезитовой серии первых фаз плейстоценового цикла района. Наложенный характер кислого вулканизма отражается в петрохимических диаграммах районов в виде разрыва между роєм фигуративных точек базальт-андезитового ряда и роєм, отражающим состав продуктов кислого вулканизма.

Состав кислой пирокластики этой «кальдерообразующей» фазы имеет свои особенности. Прежде всего, это единство состава пород при фиксированном содержании SiO_2 вне зависимости от состава фундамента. Во-вторых, это повышенная роль K_2O : отношение $Na_2O : K_2O$ изменяется от 0,54—0,75 для наиболее кислых пород базальт-андезитового ряда до 0,80—0,95 в кислой пирокластике. Процент вкрапленников в общем объеме породы очень невелик — он редко превышает 2—3, максимум 5%. Среди вкрапленников почти полностью отсутствуют амфиболы и слюды.

Заведомо «мантийный», как показано в предыдущих разделах, характер предшествующих фаз базальт-андезитового вулканизма, наложенность наиболее значительных центров кислого вулканизма свидетельствуют о том, что извержения «кальдерообразующей» фазы не связаны с опустошением очагов в коре, а есть результат «вскрытия» апикальной части кислых интрузий в момент их внедрения. Интрузии, предполагаемые на основании комплекса геолого-геофизических

данных, под кальдерами начинают существовать лишь с момента такого рода «кальдереобразующего» выброса (Зубин, Мелекесцев, Таракановский, Эрлих, 1969).

Уже на этой стадии обсуждения материала важно обратить внимание и на связь петрохимических особенностей этой фазы с базальт-андезитовыми сериями — связь, которая одинаково проявляется и при унаследованном, и при наложенном положении центров вулканизма. Однако образование столь крупных масс кислых вулканитов за счет простого фракционирования базальтоидных магм невозможно. Приуроченность центров кислого вулканизма к районам с различным строением коры, в том числе к тем, где гранитный слой коры отсутствует, положение этих центров во фронтальных зонах, где гранитный слой наименее развит, вместе с перечисленными особенностями данного комплекса указывают на подкоровый его источник.

Ко второй группе проявлений кислого вулканизма относится посткальдерная стадия формирования пемзово-игнимбритовых покровов и роста экструзивных куполов, а также образованные в заключительные фазы вулканического цикла самостоятельные стратовулканы с центральной экструзией и многочисленными латеральными куполами. Особенности кислого вулканизма этого типа сравнительно с базальт-андезитовым вулканизмом были выявлены на примере Курило-Камчатской провинции (Эрлих, 1966). Они полностью сохраняются во всех других вулканических провинциях западной части Тихоокеанского кольца и имеют, следовательно, общий характер.

На петрохимических диаграммах в первую очередь привлекает внимание внезапное резкое уменьшение в наиболее основных продуктах кислого вулканизма содержания щелочей и, соответственно, возрастание содержания анортитового компонента сравнительно с крайними дифференциатами базальт-андезитового ряда. В результате на диаграмме А. Н. Заварицкого на вариационных кривых образуются характерные «колена». Явление это напоминает пантеллеритовую тенденцию в некоторых ассоциациях щелочных пород (Заварицкий, 1950). Подобная картина наблюдается в ходе развития отдельных (Горелый, Зимина, Шивелуч, Корякский вулканы на Камчатке) (рис. 47) и геологически связанных групп вулканических аппаратов, из которых одни представляют линию развития до «колена», а другие — после него (Ключевская сопка и вулкан Безымянный).

Изменение соотношения щелочей и полевошпатовой извести сопровождается другими резкими изменениями химизма: уменьшается содержание кальция и железа, появляются породы, пересыщенные Al (рис. 48). Изменяются и ход и характер вулканического процесса. В аппаратах рассматриваемого типа этот процесс представлен серией коротких антидромных циклов, например последние извержения вулканов Шивелуча и Безымянного (Горшков, Богоявленская, 1965). После выброса риолитовых пемз в районе Курильского озера сформировалась андезито-дацитовая экструзия Дикий Гребень. И. Кацуи (Katsui, 1963) отмечает, что это типичная особенность посткальдерного этапа развития всех вулканических аппаратов.

Щелочность наиболее кислых вулканических продуктов, формирующихся на первых стадиях антидромного цикла, как правило, соответствует нормальному ходу развития исходной базальтовой магмы, т. е. равна или чуть больше щелочности пород последних фаз развития вулканов базальт-андезитовой серии. Обычно в этих породах не отмечается и пересыщенности алюминием. При появлении же в антидромном цикле более основных пород количество щелочей убывает, причем кривая убывания не соответствует нормальной кривой развития вулканов мантийного питания. При этом и возникают все характерные особенности химизма, отмеченные выше.

Важная особенность извержений вулканов рассматриваемого типа — резкое возрастание количества газовой фазы и ее роли в динамике вулканического процесса. Обычными становятся мощные взрывы катмайского и пелейского типа, вроде тех, что наблюдаются при современных извержениях Безымянного и Шивелуча.

Диаграммы $MgO - Fe_2O_3 + FeO - Na_2O + K_2O$ показывают, что в ходе антидромного цикла в вулканах рассматриваемого типа резко возрастает сумма окислов железа. В некоторых вулканах (Безымянный) на последних стадиях дифференциации убывает содержание железа. Параллельно с появлением описанного «колена» изменяется величина $alkal$, что, возможно, свидетельствует о значительной роли аккумуляции плагиоклазов в образовании рассматриваемой группы пород.

Сохранение вулканическими продуктами, связанными с вулканами данного типа, основных особенностей химизма, характерных для базальт-андезитовых серий провинции в целом (соотношения K_2O и Na_2O , избыток алюминия, малое количество железа и титана и т. д.), и закономерное образование вулканов этого типа в конце вулканического цикла свидетельствуют о

генетической связи между ними и вулканами мантийного питания.

В то же время указанные петрохимические особенности нельзя объяснить нормальным

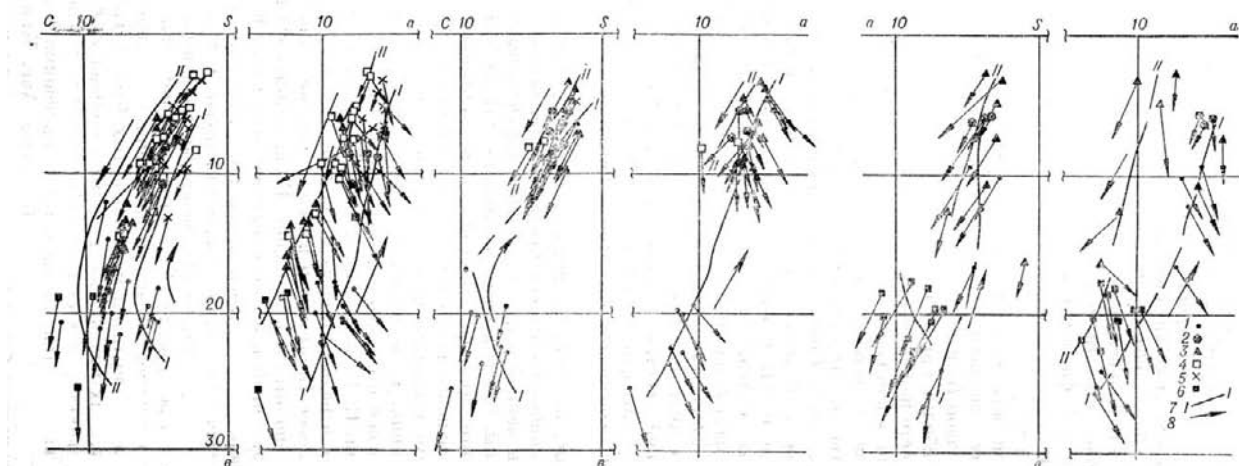


Рис. 48. Петрохимическая диаграмма некоторых центров кислого вулканизма на Камчатке (по методу А. Н. Заваричского).
I — кальдера Семьячик; II — кальдера Узон; III — кальдера вулкана Горелого. 1 — докальдерные базальты; 2 — игнимбриты главной кальдерообразующей стадии; 3 — посткальдерные купола; 4—5 — игнимбриты II и III посткальдерных стадий; 6 — посткальдерные базальты; 7 — вариационные линии; 8 — направление дифференциации.

ходом дифференциации базальтовой магмы, для эволюции которой всегда характерно прогрессирующее нарастание содержания щелочей от основных пород к кислым. Диаграммы $\text{MgO} - \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ показывают, что область исходной магмы для вулканов данной группы смещается как по отношению к области исходной базальтовой магмы, так и по отношению к стандартным линиям ее дифференциации (Эрлих, 1966; Купо, 1959, 1960). Резко возрастает «степень порфировости» пород этой («посткальдерной») фазы вулканизма. Количество вкрапленников в среднем составляет 5—10%, доходя в единичных случаях до 15—25% общего объема. Одновременно на последних стадиях формирования этого комплекса отмечается экструзия почти чистых стекол, отвечающих наиболее кислым породам — липаритам. Процесс аккумуляции кристаллической фазы и фракционирования в результате выжимания под давлением чистого стекла — ведущий процесс дифференциации на этой стадии.

Все эти особенности «посткальдерного» комплекса возрастают во времени. В первых извержениях, связанных с развитием комплекса, они проявляются слабо (или не проявляются вообще). Со временем они усиливаются и наиболее яркую форму приобретают при завершающих выбросах пемз и росте наиболее поздних экструзивных куполов. В породах «посткальдерного» комплекса обычно присутствуют плавленые ксенолиты пород фундамента, особенно гранитоидов (Масуренков, 1969; Иванов, 1970), полностью отсутствующие в продуктах «кальдерообразующей» фазы кислого вулканизма. Специальная проверка, проведенная автором, показала, что плавленые ксенолиты гранитоидов и вмещающих пород на Хангаре сосредоточены в породах центрального купола и пемзах заключительной фазы вулканизма. На Узоне ксенолиты такого рода связаны с пемзами и экструзивными куполами, сформировавшимися в посткальдерную фазу. Такое же положение занимают многочисленные ксенолиты Ичинского вулкана. При этом гранитоиды ксенолитов имеют состав, очень близкий к составу вмещающих пород. По данным Б. В. Иванова, ксенолиты гранитоидов на Карымском вулкане обладают теми же петрохимическими особенностями, что и описанная «посткальдерная» фаза вулканизма.

Все эти данные, как и связь комплекса с кальдерами, показывают, что особенности данного комплекса отражают кристаллизацию в интрузивных камерах в земной коре, служащих периферическими очагами, питающими вулканы. Систематический характер отклонений от нормального хода кристаллизации, фиксирующихся в однотипных для разных центров и разных районов петрохимических особенностях этого комплекса, показывает, что главными факторами его специфики являются не процессы ассимиляции, а, по-видимому, аккумуляция кристаллической фазы, газовый перенос и фильтр-прессинг. Подтверждает это и отмеченное Л. Л. Леоновой, Н. И. Удальцовой и Б. В. Ивановым (1969) близкое содержание редких и радиоактивных элементов в докальдерном базальт-андезитовом комплексе Карымского вулкана, его посткальдерных дацитовых лавах и ксенолитах гранитоидов. По-видимому, степень ассимиляции является функцией времени существования очага в коре, а для

средне-верхнечетвертичных кальдер время это очень мало. Как говорилось выше, геофизические данные свидетельствуют о том, что кровля питающих интрузий под кальдерами зачастую находится на глубине свыше 15 км, т. е. в базальтовом слое. Это говорит о невозможности формирования данных комплексов за счет расплавления гранитного слоя коры.

Формы проявления вулканизма в поднятых блоках грабен-синклиналей, контролирующих вулканические пояса, и смежных с ними горст-антиклинальных структурах весьма своеобразны. Это, с одной стороны, существенно лавовые стратовулканы с ассоциирующими с ними многочисленными экструзивными куполами (вулканы Ааг, Арик, Дзендзур в поднятом юго-западном блоке Восточного вулканического пояса Камчатки). С другой стороны, это кислые экструзивные купола дацит-липаритового состава, распространяющиеся ареально по площади и не связанные с каким-либо конкретным вулканическим центром. Такие купола широко развиты в горст-антиклинальных зонах Камчатки — в хребтах Кумроч, Валагинском, хр. Юно-Быстринском (купола района Паратунки и Больших Банных Ключей) и т. д. Такие же купола отмечаются на Кунашире в поднятых блоках среди полей развития третичных эффузивов, на Юго-Западном Хонсю и т. д. Породам этих вулканических форм свойствен весь комплекс особенностей кислого вулканизма «посткальдерной» фазы.

Для того чтобы правильно понять их природу, надо учесть данные о вспышках кислого вулканизма в дочетвертичное время. При этом в зонах поднятий, прилегающих к вулканическим поясам, происходит внедрение массивов гранитоидов. Речь идет именно о крупных массивах гранитоидов, интродуцирующих в зонах поднятий, параллельных вулканическим поясам, а не о субвулканических интрузиях в пределах вулканических поясов, представляющих собой вскрытые эрозией глубинные части подводящих каналов. Так, на Центральной Камчатке (обрамление Срединного массива, Начикинская горст-антиклинальная зона) в периоды, соответствующие времени проявления миоценового вулканизма, формируются интрузии габбро-гранодиоритовой и гранодиорит-порфировой формаций (Волынец, Колосков, Флеров, Шилин, 1968). Периоду неогенового кислого вулканизма на Кюсю и в Юго-Западной Японии отвечает внедрение комплекса мелких интрузий гранитоидов во внешней невулканической зоне, где развит геосинклинальный комплекс Шиманто. Аналогична картина и в орогенической системе Хидака. Данные определений абсолютного возраста указывают на узкий временной интервал формирования этих интрузий, что отвечает закономерности проявления кислого вулканизма в виде коротких катастрофических вспышек (см. рис. 5, 15).

Минералогия. В кислых вулканитах обычна ассоциация минералов-вкрапленников кварц — кислый плагиоклаз — гиперстен. Отсутствие калиевого полевого шпата как в виде фенокристаллов, так и в мезостазисе указывает на температуру застывания породы, превышающую минимум в четверной системе плагиоклазы — калиевый полевой шпат — кварц. Обычная форма нахождения калиевого полевого шпата — тонкодисперсные кварц-полевошпатовые выделения в жеодах, равномерно распределенных по некоторым разностям дацитов и липаритов, образующих экструзивные купола. Образование кварц-полевошпатовых агрегатов, выполняющих жеоды, связано с газовым переносом и имеет характер автометасоматоза.

Наиболее обычными минералами вкрапленников кислых вулканических пород являются плагиоклазы. Статистическое изучение плагиоклазов из вкрапленников, проведенное О. Н. Волыным (1969) и позднее по другим районам автором, показало идентичность их составов в ряду базальт—андезит—кислые вулканические породы (40—90% анортита). Для плагиоклазов 40—60 (максимум на кривой распределения № 51—55) устанавливается интрателлурическое происхождение. Плагиоклазы № 70—90 встречаются в виде корродированных ксенокристаллов, иногда образующих внутренние зоны фенокристаллов, обрастающие более кислыми плагиоклазами поздних генераций. Количество их в породах уменьшается по мере возрастания их кислотности. Ксенокристаллы отличаются обилием включений стекла, придающих им ситовидную структуру. Степень упорядоченности плагиоклазов 0,0—0,30 (среднее 0,15—0,20). В липаритах появляются дополнительные генерации более кислых плагиоклазов (№ 20—40), а степень упорядоченности плагиоклазов № 40—60 в них резко выше обычной (0,725—0,55, среднее 0,40—0,45).

Кварц обычно встречается в виде оплавленных зерен. Типично ксеногенный облик зерен кварца позволяет уверенно говорить о том, что они сформировались в первые этапы кристаллизации или захвачены из вмещающих пород. Тем существенней данные о температурах

ранних стадий кристаллизации кварца, полученные для пемз вулкана Хангар. Гомогенизация первичных включений состава газ — стекло в кварце происходит при температурах 1190—1260° С. Второй стадии роста отвечают включения состава стекло — газ с температурой гомогенизации 800—830° С. При этих же температурах гомогенизируется большая часть вторичных включений, залечивающих трещины в зернах. Параллельно со снижением температуры эволюционирует состав газов включений — от состава азот + редкие газы, уголекислота и «кислые газы» ($\text{H}_2\text{S} + \text{SO}_2 + \text{SO}_3 + \text{NH}_3 + \text{HCl} + \text{HF}$) для высокотемпературных включений к исчезновению азота и преобладанию уголекислоты с присутствием «кислых газов» во включениях второй стадии (Бакуменко и др., 1970). Эти данные позволяют полностью исключить захват кварца из вмещающих пород и говорить о нем как о характерном минерале ранних стадий кристаллизации кислых вулканитов. В игнимбритах и многих липаритовых экструзиях (в частности, в обсидианах экструзивных куполов) кварц обычно отсутствует. Наиболее обычен кварц для дацитовых и липарито-дацитовых экструзий и пемз посткальдерной фазы развития кислого вулканизма.

Среди цветных минералов, как правило, преобладают пироксены — гиперстен и авгит. В незначительных количествах во всех разностях кислых вулканических пород вплоть до самых кислых присутствует оливин (гиалосидерит). По мере возрастания кислотности породы количество оливина убывает, и в наиболее кислых разностях (липариты, обсидианы) он фиксируется как акцессорный минерал. Гиперстен присутствует в количестве 2—3% как в виде вкрапленников, так и в основной массе. $2V=54—70^\circ$, чаще всего 62—67°, что соответствует гиперстену Fs_{35-45} по номенклатуре А. Польдерваарта. В отдельных случаях отмечаются гиперстены Fs_{85} , в частности в дацитах Асио (Япония), в ассоциации с альмандином и фаялитом во вкрапленниках (Куно, 1966). Железистость клинопироксенов в андезито-дацитах и дацитах (Fs_{13}) меньше, чем в андезито-базальтах и базальтах (Fs_{14-18}). Общий состав клинопироксенов соответствует формуле $\text{Wo}_{45}, \text{En}_{42}, \text{Fs}_{13}$. Амфиболы и биотит относительно редки и встречаются, как правило, в породах экструзивных куполов. Хотя акцессорные минералы в кислых эффузивах почти не исследованы, обращают на себя внимание частые находки граната (альмандина). Как показано А. А. Маракушевым, гранаты альмандин-пиропового ряда из кислых эффузивов занимают промежуточное положение между гранатами из метаморфических комплексов и малоглубинных интрузий гранитоидов. Особый интерес представляет находка Ф. Ш. Кутыевым в немагнитной фракции пемз вулкана Хангар (Срединный хр. Камчатки) муассанита (SiC). Вплоть до последнего времени этот минерал встречался лишь в метеоритах и кимберлитах. Он считается индикатором высоких давлений. Недавно муассанит описан и в кислых вулканических породах Акбастау-Кусмурдинской кальдеры (Каипов, Баймуратов, 1970).

Перечисленные основные особенности минералогического состава кислых вулканитов дают возможность еще раз подтвердить заключение о их «базальтоидности». Но в редких случаях, когда центры кислого вулканизма расположены непосредственно на породах метаморфического комплекса (например, Хангар), реликтовые минералы гнейсов и кристаллических сланцев в них отсутствуют. Приведенные данные говорят о высоких температурах и давлениях ранних стадий кристаллизации кислых магм, что наряду с другими доводами свидетельствует о их первично подкоровой природе.

Генезис. Изложенное, как нам кажется, полностью исключает для кислых вулканитов рассматриваемых районов возможность образования в результате расплавления участков гранитного слоя коры (Власов, 1963; Nealy, 1984; Беммелен, 1963; Кузнецов, 1964 и др.) или при локализации питающих магматических очагов, выполненных кислыми производными базальтоидной магмы, в коре с наложением на них процессов ассимиляции (Фаворская, 1964; Малеев, 1964). Обзор данных о геолого-петрологических особенностях гранитоидного вулканизма и ультраметаморфизма, проведенный недавно Ю. А. Кузнецовым и Э. П. Изохом (1989), привел и этих авторов, долгое время развивавших идею о вертикальной миграции магматического фронта и плавлении гранитного слоя коры, к заключению о подкоровом источнике гранитоидов и метаморфизирующих флюидов. Основные особенности обоих процессов поразительно совпадают с главными чертами комплекса четвертичных кислых эффузивов, отмеченными выше. Таковы:

огромные масштабы региональной гранитизации, захватившие самые глубокие, в том числе предварительно обезвоженные и лишившиеся большей части летучих компонентов, слои земной коры, обусловившие формирование метасоматических и магматических продуктов различного, но для определенных эпох и структур строго определенного состава;

краткость эпох гранитоидного магматизма и регионального метаморфизма и синхронность проявления этих эпох на огромных территориях; связь с импульсами поднятия; последовательная смена во времени натровых и калиевых магматических и метаморфических формаций;

независимость степени глубинного метаморфизма от глубины погружения, секущий характер изоград метаморфизма относительно стратиграфических границ и связь его с зонами глубинных разломов, свидетельствующие о ведущей роли мощного подтока эндогенного тепла. Источники этого подтока располагаются ниже границы кора — мантия, на глубинах в сотни километров.

Экспериментальные данные Д. Линдсли (Lindsley, 1968), Ф. Бойда и др. (Boyd e. a., 1964) позволили Т. Матсумото (Matsumoto, 1985, 1968) построить модель образования кислых магм за счет парциального плавления кварц-эклогитовых комплексов средней мантии при подъеме под действием конвекционных потоков к границе М. Эволюция такого расплава близка к картине, наблюдаемой при высоких давлениях в системе $Mg_2SO_4-SiO_2$; при этом отмечается возможность устойчивого существования при определенных $P-T$ -условиях фаз стишовит + расплав, коэсит + расплав и энстатит + коэсит. Такой механизм представляется принципиально возможным, но геологическое приложение его встречает две основные трудности.

6. Подразумевается полная самостоятельность выплавки кислых магм и не учитываются реально наблюдаемые факты образования кислых вулканических пород в теснейшей связи с базальтами, в частности при извержениях базальтовых вулканов.

7. Конвекционный механизм подъема, предлагаемый Т. Матсумото, предполагает ширину зон, охваченных кислым вулканизмом, равной около 1500 км, что почти на два порядка больше реально наблюдаемой.

В то же время на реальность отдельных элементов этого процесса как будто указывают упоминавшиеся в третьем разделе этой главы включения кварца в базальтах. Следы увеличения их объема могут свидетельствовать о фазовых переходах высокобарных модификаций SiO_2 .

Основным механизмом образования кислых магм, по-видимому, является упоминавшийся процесс отделения богатых SiO_2 расплавов и растворов от базальтов. Физико-химическая сторона этого процесса пока не может быть рассмотрена в деталях. Однако на реальность его и основные условия развития указывают последние эксперименты О. Таттла и его коллег (Tuttle e. a., 1967). Ими исследовалось поведение образца базальта при давлении 10 кбар в присутствии воды под действием температурного градиента без плавления. Через неделю в относительно более холодном конце капсулы скопилось до 25% гранитного вещества (при фракционном отделении кислых расплавов от базальтовой магмы количество их не превышает 5% исходного объема). Наиболее подвижными компонентами при этом процессе в присутствии воды, естественно, являются щелочи и кремнезем. Обогащенные SiO_2 фракции могут отделяться в виде расплава и флюида. О постоянной связи флюидных выделений с кислым вулканизмом свидетельствует ряд данных.

Прежде всего, это тесная ассоциация с районами кислого вулканизма массы современных гидротермальных источников. Количество и масштаб их деятельности здесь совершенно несопоставимы с теми, которые локализуются в областях базальт-андезитового вулканизма. Точных цифр, характеризующих эти различия, нет, однако можно отметить, что все крупнейшие поля гидротерм (Долина Гейзеров, Семячикская группа источников, Паужетка, Бол. Банные Ключи, Паратунка на Камчатке, гидротермальные проявления района Вайракея и Вайотапу и гейзеры Ротороа Нов. Зеландии, гидротермальные поля районов Куджу и Унзена на Кюсю и Усу на Юж. Хоккайдо, гейзеры Йеллоустонского парка) приурочены именно к районам кислого вулканизма. Такая связь тем более показательна, если учесть, что при извержении центров кислого вулканизма выделяется огромное количество не растворенных в магматическом материале свободных летучих, главным образом, естественно, паров воды.

Во-вторых, если эрозионный срез в области поднятий достаточно глубок, абсолютный возраст глубокометаморфизованных толщ, прорывающих их гранитов и серий кислых вулкаников совпадает. Такого рода совпадения отмечены для метаморфид Срединного массива Камчатки, зоны Риоке в Юго-Западной Японии и зоны Вакатапу на Южном о-ве Нов. Зеландии. Во всех этих случаях метаморфические комплексы сформировались задолго до той или иной фазы кислого вулканизма. Но в период, соответствующий катастрофическим вспышкам

вулканической активности, отмечается общее поднятие метаморфических комплексов и повторные фазы калиевого метасоматоза.

Так, наиболее древние метаморфические комплексы Срединного хр. датируются периодом 178 млн. лет. В то же время многие образцы имеют абсолютный возраст 40—45 млн. лет, соответствующий возрасту рвущих массив гранитоидов, комагматичных кислым вулканитам третичных вулканических поясов. Метаморфизм пояса Риоке, по геологическим данным, датируется интервалом между средней пермью и поздним триасом (Геологическое развитие Японских островов, 1968). Абсолютный же возраст метаморфид соответствует возрасту рвущих их гранитоидов, комагматичных меловым игнимбрикам и туфам толщи Нохи (Shibata, 1968). Но, пожалуй, наиболее показательны метаморфиды Южного о-ва Нов. Зеландии. По геологическим данным и калий-аргоновым определениям абсолютного возраста, основная фаза метаморфизма датируется здесь предверхнеюрским временем. Калий-аргоновые датировки по биотиту из гнейсов близ Альпийского разлома соответствуют периоду 4—8 млн. лет, т. е. вспышке кислого вулканизма в провинции Хаураки на Северном о-ве и быстрому поднятию Южных Альп. Отметив, что гнейсы высокой степени метаморфизма из зоны Вакатапу впервые появляются в гальке только в плейстоценовых отложениях, а вдоль Альпийского разлома широко развиты современные термальные источники, Х. Хаттори (Hattori, 1968) заключил, что последняя фаза метаморфизма близ Альпийского разлома обусловлена поднятием в интервале 4—8 млн. лет, а тектоническая и термальная активность, связанная с завершающими движениями этой фазы, продолжается и поныне.

В предыдущих разделах указывалось на приуроченность центров кислого вулканизма к фронтальной части вулканических поясов, т. е. они находятся в непосредственной близости от глубинных разломов, в пределах зоны сегодняшнего развития процессов высокотермального метаморфизма. Далее следует обратить внимание на то, что описанная обычная ассоциация минералов-вкрапленников в наиболее широко развитых комплексах кислых вулканических пород (кварц, кислый плагиоклаз — гиперстен — авгит, акцессорные альмандин и фаялит), крайне близка к обычному комплексу минералов чарнокитов. Отмечается соответствие и высоких температур и давлений при образовании обоих комплексов. Аналогия подчеркивается упоминавшимися частыми находками в пемзах включений анортозитового состава — обычность ассоциации чарнокитов с анортозитами широко известна. Ранее А. А. Маракушев и И. А. Тарарин (1964) отмечали аналогию в составе чарнокитов и гранитоидных интрузий Курило-Камчатской зоны. Приведенные данные, как видим, позволяют развить эту аналогию и сделать вывод о единстве процессов чарнокитизации глубинных зон и кислого вулканизма.

Во втором разделе этой главы было показано, что интенсивность и характер кислого вулканизма теснейшим образом связаны с состоянием тектонических систем. В системах типа Изу-Бонин объем кислых вулканических пород невелик — это пемзовые выбросы на базальтовых вулканах. В системах типа Курил роль кислого вулканизма возрастает, но он по-прежнему связан с базальт-андезитовыми вулканами центрального типа, и химизм его продуктов соответствует кислым андезитам. В системах типа Камчатки наблюдается массовое проявление кислого вулканизма, причем среди его центров наложенные формы, не наследующие положение базальт-андезитовых вулканов предшествующих этапов, резко преобладают. И, наконец, в системах типа Тайваня, в районах максимального поднятия и максимального развития гранитного слоя коры, кислый вулканизм прекращается. Последнее еще раз показывает, что кислый вулканизм образуется не в результате переплавления коры, а в ходе ее роста за счет глубинных процессов и прекращается, когда кора достигает зрелости, т. е. полностью переходит к континентальному типу.

Интересным показателем этого процесса является еще одна закономерность. При общей приуроченности к фронтальным вулканическим зонам центры кислого вулканизма обнаруживают тенденцию к пунктирному расположению — районы кислого вулканизма даже в пределах фронтальных зон чередуются с районами базальт-андезитового вулканизма. Так, на Восточной Камчатке выделяются три участка вулканического пояса: Авачинско-Жупановский, Карымско-Семячикский и Кроноцко-Гамченский. При однотипном расположении относительно общей контролирующей их структуры грабен-синклинали, первый и третий из этих участков характеризуются почти исключительным развитием базальт-андезитового вулканизма. На Карымско-Семячикском участке, от устья р. Жупановой до р. Кроноцкой, сосредоточены все крупнейшие центры кислого вулканизма — такие как Жупановская и Карымская кольцевые вулcano-тектонические структуры, сложные кальдеры Узон-Гейзерной и Большого Семячика,

кальдера Крашенинникова.

В Северо-Восточной Японии, в зоне Назу, выделяются две подзоны — северная и южная, резко различные по масштабу кислого вулканизма. В южной подзоне крупные кальдеры и ассоциирующие с ними обширные поля кислой пирокластики отсутствуют. Кислый вулканизм здесь представлен относительно небольшими по масштабу выбросами пемз и кислыми экструзивными куполами. На севере Хонсю и Южном Хоккайдо, в северной подзоне, располагаются такие крупные четвертичные кальдеры, как Товада, Тойя, Куттяро и др., с образованием которых связана мощная вспышка кислой вулканической активности.

В Юго-Западной Японии все центры кислого вулканизма сосредоточены на о. Кюсю. Четвертичный вулканизм на Юго-Западном Хонсю и Сикоку практически отсутствует — здесь отмечается лишь цепочка экструзивных куполов, прямо продолжающая зону Унзен-Куджу. В Нов. Зеландии Центральный вулканический район делится на два равных по протяженности участка, продолжающих друг друга по простиранию — участок от залива Пленти до оз. Таупо (зона Таупо-Роторуа), где сосредоточены все проявления кислого вулканизма, и участок Национального парка Тонгариро, в котором находятся андезитовые стратовулканы.

Это явление частично, по-видимому, связано со спецификой тектонической обстановки участков фронтальных вулканических зон, которая способствует проявлению в одних случаях кислого, а в других — базальт-андезитового вулканизма. Однако хотелось бы обратить внимание и на другое обстоятельство. Во всех случаях, когда пояс четвертичных вулканов прямо наследует положение более древних вулканических зон, в которых имела место мощная вспышка кислого вулканизма, проявления четвертичного кислого вулканизма незначительны или отсутствуют вовсе.

На Восточной Камчатке Кроноцко-Гамченский и Авачинско-Жупановский участки четвертичного вулканического пояса наложены на области неогенового вулканизма, развитие которых завершается формированием мощных игнимбритовых покровов, в то время как фундаментом Карымско-Семячикского участка служат мощные осадочные толщи неогена, а верхне-неогеновый вулканизм почти исключительно представлен андезитовыми толщами. Наиболее мощная вспышка неогенового кислого вулканизма на Камчатке отмечается в вулканической зоне Срединного хр. В четвертичное же время в этой зоне кислый вулканизм крайне незначителен. На Южной Камчатке четвертичные центры кислого вулканизма перемещены на запад относительно полосы развития неогеновых кислых вулканических пород. В Японии на Юго-Западном Хонсю после мощных выбросов игнимбритов и спекшихся туфов мелового времени кислый вулканизм практически не проявлялся ни в неогене, ни в четвертичное время. В Северо-Восточной Японии мощные вспышки неогенового кислого вулканизма и гранитоиды того же возраста отмечаются именно в южной части, где четвертичный кислый вулканизм проявляется слабо. Центры кислого вулканизма на севере Хонсю и юге Хоккайдо наложены на андезитовые толщи неогена или серии осадочных пород того же возраста. В Нов. Зеландии зона проявления неогенового вулканизма на п-ове Коромандель отмирает после эпохи мощных заключительных выбросов кислой пирокластики, и районы четвертичного кислого вулканизма смещаются по простиранию на юго-восток, в пределы современной зоны Таупо-Роторуа.

Намечается общая закономерность — главная катастрофическая вспышка кислого вулканизма в течение одного цикла тектонического развития проявляется в пределах того или другого района, одноактно отражая процесс трансформации коры, ее перехода к стабильному типу коры континентальных областей.

Соответствие между эпохами массового проявления кислого вулканизма и быстрым ростом смежных с вулканическими поясами горных систем, развитие в последних гранитоидных интрузий и процессов глубокого метаморфизма позволяют рассматривать кислый вулканизм как отражение ультраметаморфизма в верхах верхней мантии, связанного с ростом корней горных систем. В районах с восстановленным изостатическим равновесием кислый вулканизм прекращается. Этим обусловлено последовательное смещение зон кислого вулканизма в направлении фронта структур и, как следствие, положение основных центров кислого вулканизма во фронтальных зонах.

ГЛАВА VI. ЭВОЛЮЦИЯ ВУЛКАНИЗМА И ЭПОХИ ПЕРЕСТРОЙКИ СТРУКТУРЫ В ЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ

Постановка вопроса, материалы и методика

Соотношение тектонических преобразований и вулканических процессов во времени — одна из основных проблем соотношения тектоники и вулканизма. Основные вопросы, встающие при решении проблемы, можно сформулировать так:

1. Выделяются ли эпохи, различные по характеру вулканизма, и имеется ли определенная цикличность в их проявлении?

2. Насколько велика синхронность в развитии вулканизма, как в пределах отдельных районов, так и в планетарном масштабе?

3. Выделяются ли какие-либо общие эпохи тектонических преобразований и как они соотносятся с эволюцией вулканического процесса?

При установившейся в геологии точке зрения на наличие циклов вулканической деятельности, закономерно связанных с этапами развития структуры, и направленность изменения типа вулканизма в ходе структурной эволюции постановка этих вопросов в отношении четвертичного вулканизма встречала и встречает определенные возражения. Главным доводом при этом является тот факт, что в одном районе зачастую существуют вулканы, одновременно поставляющие резко различные по составу вулканические продукты. В Ключевской группе вулканов параллельно действуют Ключевская сопка и Плоский Толбачик, дающие базальты и андезито-базальты, и Шивелуч и Безымянная сопка, в ходе извержений которых образуются купола кислых андезитов. На Восточной Камчатке продукты извержений Корякской, Авачинской и Жупановской сопки представлены андезито-базальтами и андезитами, в то время как расположенный близ них Карымский вулкан дает лавы дацитового состава. Примеры эти можно многократно умножать за счет любого вулканического района. Другой довод состоит в резкой смене состава вулканических продуктов на протяжении одного периода извержения продолжительностью не более десяти—пятнадцати лет. При извержении Кракатау 1883—1929 гг. дважды наблюдалась последовательная смена всех типов пород ряда базальт — липарит.

Затрудняют рассмотрение общих закономерностей эволюции и специфические тектонические условия формирования групп вулканических аппаратов одной тектонической зоны; особенно это сказывается при сравнении зон. Влияние тектонического фактора проявляется как в прямой связи степени дифференциации вулканических продуктов с характером напряженности тектонической обстановки, вследствие чего образуются различные по полноте формационные ряды, так и в продольной и поперечной зональности размещения различных типов вулканических сооружений.

Важно учесть еще один фактор: те события, которые в геологическом масштабе времени рассматриваются как мгновенные, в четвертичное время благодаря растянутой временной шкале представляют сложный многоактный процесс.

Трудностей, как видим, много, но тем ценнее полученное решение. Ведь такие проблемы, как синхронность вулканических или тектонических явлений на огромных территориях, стоят в центре тектонических дискуссий — достаточно вспомнить историю канона фаз Г. Штилле. Не менее существен и вопрос о цикличности и направленности развития тектонических и вулканических явлений: списки литературы по обоим вопросам заняли бы до сотни страниц. Ответы, полученные в условиях уточненной и сокращенной временной шкалы четвертичного периода, могут сыграть решающую роль.

На примере четвертичного вулканизма рассматриваемых районов возможно наиболее эффективное решение поставленных вопросов. Этому способствует исключительная интенсивность на данной территории вулканических и тектонических процессов четвертичного времени, хорошая сохранность вулканов, большой комплекс методов относительной и абсолютной датировки четвертичных отложений. Несмотря на неполноту данных по ряду регионов и неясность стратиграфической границы между плиоценом и четвертичным периодом, попытка общего рассмотрения проблемы может быть сделана уже сегодня.

Основой анализа является сводка данных по стратиграфии четвертичных вулканогенных комплексов Камчатки, Курил, Японии, Нов. Зеландии и Индонезии. При этом проводится корреляция основных этапов вулканизма каждого района с эталонной стратиграфической шкалой, выработанной на основе изучения морских и континентальных толщ. Для Камчатки таков

опорный разрез четвертичных отложений Центральной Камчатской депрессии, для Японии — разрез осадочных толщ района Канто, для Нов. Зеландии — мощные осадочные толщи Восточного прогиба и впадины Уонгануи (Северный о-в) и низменности Кентерберри (Южный о-в).

Данные по каждому району (кроме Индонезии) приведены на рис. 49—52. Все имеющиеся в литературе данные по другим районам западной части Тихоокеанского кольца используются в тексте для сопоставления. В меру имеющегося материала проводится корреляция с вулканизмом Запада США.

Преобразование структуры и вулканизм конца плиоцена — начала плейстоцена

При сопоставлении материалов по тектонике и вулканизму областей рассматриваемой территории, прежде всего, обращает на себя внимание резкое изменение характера вулканических процессов и перестройка структурного плана в конце плиоцена.

В среднем—верхнем плиоцене завершается развитие неогеновых вулканических поясов. В ряде районов на заключительных фазах неогенового вулканизма происходят мощные выбросы кислого пирокластического материала. Таковы крерукские (алнейские) игнимбритовые и туфовые толщи Камчатки, толщи кислых пирокластов и лав, ассоциирующие с древними вулcano-тектоническими депрессиями Хоккайдо (Токачи — 1,53 млн. лет, Ширатаки — $2,15 \pm 0,15$ млн. лет и др.) и Хонсю (Хаккода, Сига), заключительная вспышка игнимбритового вулканизма в районе п-ова Коромандель и на о. Грейт-Барьер в Нов. Зеландии. К этому же периоду относятся гигантские выбросы кислой пирокластики на Западе США — в районе Йеллоустонского парка, Грейт-Бэзин, Чирикуа и др.

После этих завершающих вспышек неогенового вулканизма отмечается резкая перестройка структурного плана и изменение положения вулканических поясов. На Камчатке полностью отмирает Центральная вулканическая зона, протягивающаяся вдоль Срединного хр. к востоку от его современной оси, завершается вулканизм на территории Козыревского и Быстринского хребтов, в хр. Тумрок. На Большой Курильской гряде описано резкое угловое несогласие между средне-верхнеплиоценовой парусной свитой и вышележащими четвертичными отложениями. Аналогичные соотношения отмечаются и на других островных дугах.

В Японии перестает существовать единая зона неогенового вулканизма, протягивающаяся от Фосса-Магна через северо-восточную часть Хонсю до юга Хоккайдо. Заканчивается развитие крупных бассейнов осадконакопления, прилегающих к зоне Хидака на Хоккайдо. Отмирает неогеновый вулканический пояс, протягивающийся через район Внутреннего Японского моря.

В Нов. Зеландии полностью отмирают вулканизм провинции Отаго (Южный о-в) и неогеновые вулканические пояса Северного о-ва, имеющие общее северо-западное простирание. В то же время на Северном о-ве закладывается новая вулканическая зона, охватывающая нынешний Центральный вулканический район — она имеет северо-восточное простирание и проходит вкрест простирания вулканических поясов неогенового времени.

На всей территории Индонезии, Филиппин и Нов. Гвинеи, по данным Р. ван Беммелена (1957), Дж. Смит-Сибинги (Smit-Sibinga, 1948) и Г. Штилле (1964б), в конце плиоцена отмечается фаза интенсивных движений. Характер проявления этой фазы зависит от положения района. На о-вах Тимор, Кай, Танимбар описаны узкие грабенообразные бассейны, заполненные морскими осадками плиоцена. Мощная серия дислоцированных морских миоцен-плиоценовых отложений фиксирована на Южном Сулавеси. На северном побережье Нов. Гвинеи на собранных в складки породах мио-плиоцена несогласно налегают отложения позднего антиклинория — это главная фаза складчатости. Та же фаза слабо проявлена и в консолидированных районах Центральной системы Нов. Гвинеи. Р. ван Беммелен (1957) отмечает, что на Суматре в конце плиоцена имели место интенсивные блоковые движения в Барисанской зоне, приведшие к формированию горстовой системы и рифта Семангко. С этими движениями связано завершение “древнего” (мио-плиоценового) андезитового цикла.

Итак, средний—верхний плиоцен в пределах тектонических систем типа Камчатки и Тайваня — это период полного отмирания зональности тектонических элементов, присущих нормальным островным дугам, которая (см. главы I, II) была характерна для их неогенового структурного плана.

Отдел	Ярус	Индекс	Палеогеографические этапы Центральной Камчатской депрессии	Характеристика неотектонических движений	Основные этапы эффузивного вулканизма
ПЛЕЙСТОЦЕН	Голоцен	Q_4	Послеледниковая эпоха		2-й (молодой) этап: базальтовый вулканизм ареального и трещинного типа в Срединном хребте Камчатки, Ключевской группе вулканов и на Южной Камчатке; формирование щитовых вулканов исландского типа и существенно лавовых стратовулканов в Срединном хребте Камчатки (Шивель, Леутонгей, Кэбелей, Калтауч, Черный, Киреуносский, Анаун, Будули, Бунанья и др.) и мелких щитовых вулканов исландского типа на Южной Камчатке Формирование существенно лавовых базальт-андезитовых стратовулканов (вулканы Ходуткинских гор, Унана, Толмачева и др.). 1-й (древний) этап: базальтовый вулканизм ареального и трещинного типа, формирование крупных щитовых вулканов (Укситан, Мал. и Бол. Кетепана, Мал. и Бол. Чекчебонай, Кекунайский, Никола, Шмидта, Жуановские Востряки, Бол. Ипелька и др.) в Срединном хребте Камчатки, Центральной Камчатской депрессии, на Восточной и Южной Камчатке.
	Верхний плейстоцен	Q_3^4	II фаза оледенения		
		Q_3^3	Межстадиал		
		Q_3^2	I фаза оледенения		
		Q_3^1	Межледниковая эпоха		
		Q_2^2	Максимальное оледенение		
		Q_2^1	Межледниковая эпоха		
	Средний плейстоцен	Q_1			
	Нижний плейстоцен	Q_1			
		Q_1			
		100			

Рис. 49. Распределение по времени характерных вулканических образований четвертичного возраста на Камчатке. По данным: Априлков (1985), Брайцева и др. (1935, 1968), Брайцева, Мелекесцев (1966), Виноградов и др. (1962), Влодавец, Пийп (1957), Геология СССР, т. XXXI, ч. I (1964), Ермаков и др. (1968), Заварицкий (1955), Иванов (1970), Кожемяка (1966), Кочегура и др. (1969), Мелекесцев (1967), Мелекесцев и др. (1970), Огородов (1966), Сирин (1968), Тимербаева (1967), Фаворская и др. (1965), Чердынцев и др. (1964), Шанцер и др. (1966), Эрлих (1960, 1966).

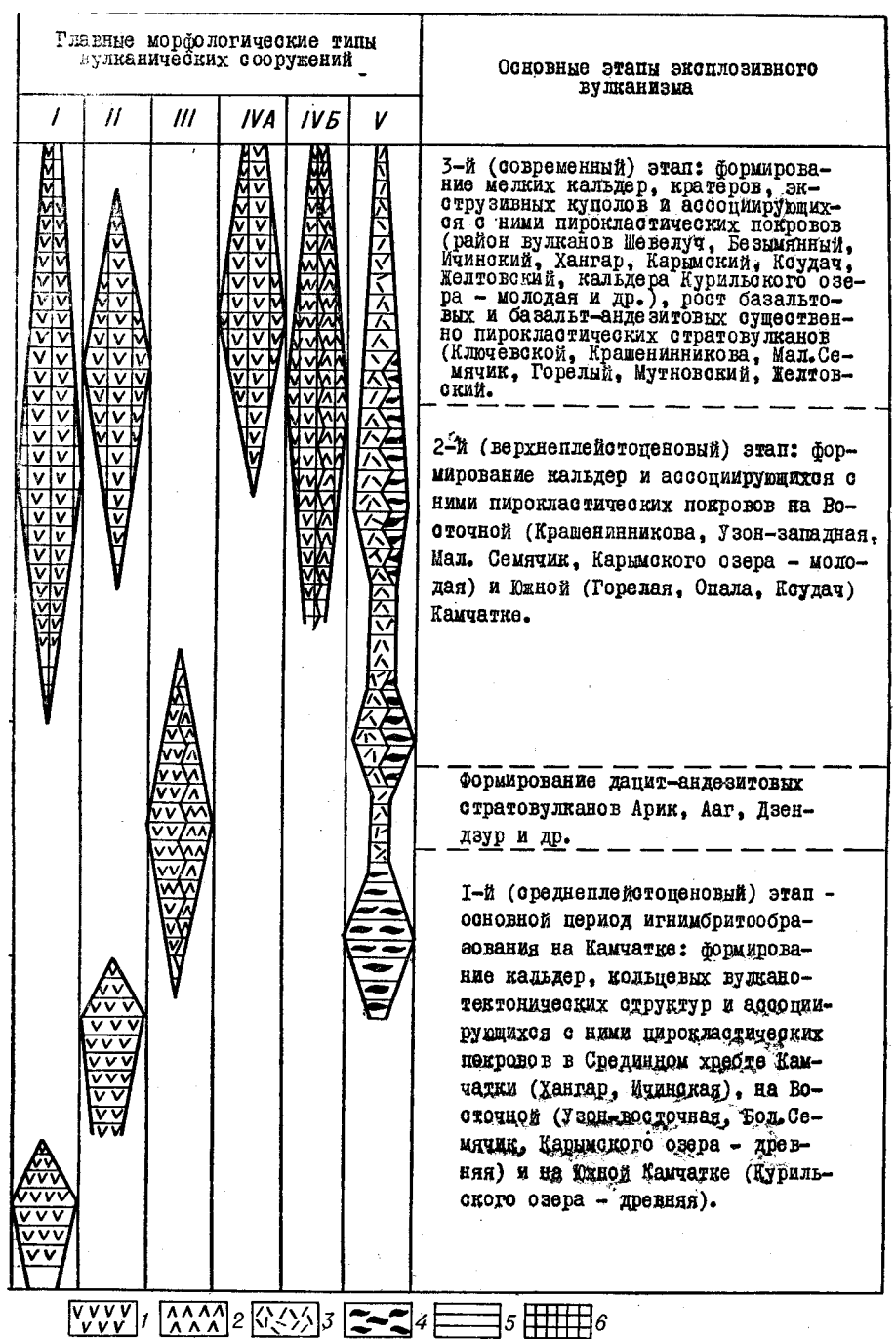


Рис. 49, ч. 2. 1 — породы базальт-андезитового—базальтового состава; 2 — породы андезитового состава; 3 — пемзы; 4 — игнимбриты; 5 — вулканические образования первого цикла; 6 — вулканические образования второго цикла

I — формы, связанные с проявлением вулканизма ареального и трещинного типа; II — щитовые и щитообразные вулканы; III — существенно лавовые стратовулканы; IVa — существенно пирокластические стратовулканы базальт-андезито-базальтового состава; IVb — существенно пирокластические стратовулканы андезитового состава; V — пирокластические покровы.

Отдел	Ярус	Индекс	Возраст $\times 10^4$ лет	Палеогео- графические этапы Цент- ральной Камчатской депрессии	Характер неотектони- ческих дви- жений	Основные этапы эффузив- ного вулканизма
П л е й с т о ц е н	Верхний плейстоцен	Q_4	1	Послеледни- ковая эпо- ха	↑↑↑↑↑↑ Интенсивные дифференцированные с четкой тенденцией к возмыванию	Современный этап: излияние андезитовых лавовых потоков в пределах линейно-гнездо- вых зон вулканов на о-вах Парамушир, Уруп, Итуруп и ла- вовых потоков (состав от андезитов до базальтов), приуроченных к вулканам цен- трального типа на о-вах Па- рамушир, Алаид, Итуруп, Куна- шир и др.
		Q_3^4	2	II фаза оледене- ния		
		Q_3^3	3	Межста- диал		
		Q_3^2	4			
		Q_3^1	5	I фаза оледе- нения		
		Q_3^0	6	Межледни- ковая эпо- ха		
	Средний плейстоцен	Q_2^2	15	Максима- льное оле- денение	↑↑↑↑	Средне-верхнеплейстоценовый (главный) этап: площадные излияния лав андезитового и андезито-базальтового со- става на о-вах Парамушир, Уруп, Итуруп, формирование существенно лавовых страто- вулканов (Тао-Русыр, Мед- ный, Камуй, Руруй, Беррута- руб и др.).
		Q_2^1	24	Межледни- ковая эпоха		
	Нижний плейстоцен	Q_1	38		↑↑↑↑	
		Q_1	100			

Рис. 50. Распределение во времени характерных вулканических образований четвертичного возраста на Курильских островах. По данным: Геология СССР, т. XXXI, ч.1 (1964), Горшков (1967), Мархинин (1967), Мархинин, Пospelова (1959), Неверов, Сергеев (1966), Остапенко (1967), Родионова и др. (1964, 1966).

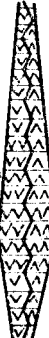
Главные морфологические типы вулканических со- оружений					Основные этапы эксплозивного вулканизма
I	II	III	IV	V	
					Современный этап: формирование пирокластических покровов и ассоциирующихся с ними кальдер (Тао-Русыр, Лыбная Пасть); формирование вулканов "безыманного типа" (Харимкотан и др.) и существенно-пирокластических стратовулканов: Алайд, Чыкурачки, Пик Фусса, Пик Прево, Тятя и др. Верхнеплейстоценовый (главный) этап: формирование обширных пемзо-агнимбритовых покровов и кальдер на островах Кунашир (Головнина и Менделеева), Итуруп (Уробач, Цирк, пемзовый покров перешейка Ветрового), Сямущар (Броутона, Заварашского - древняя), Онекотан (Немо).

Рис. 50, ч. 2. I — лавовые покровы; II — существенно лавовые стратовулканы; III — вулканические образования линейно-гнездовых зон; IV — существенно пирокластические стратовулканы; V — пирокластические покровы. Остальные условные обозначения те же, что и на рис. 49.

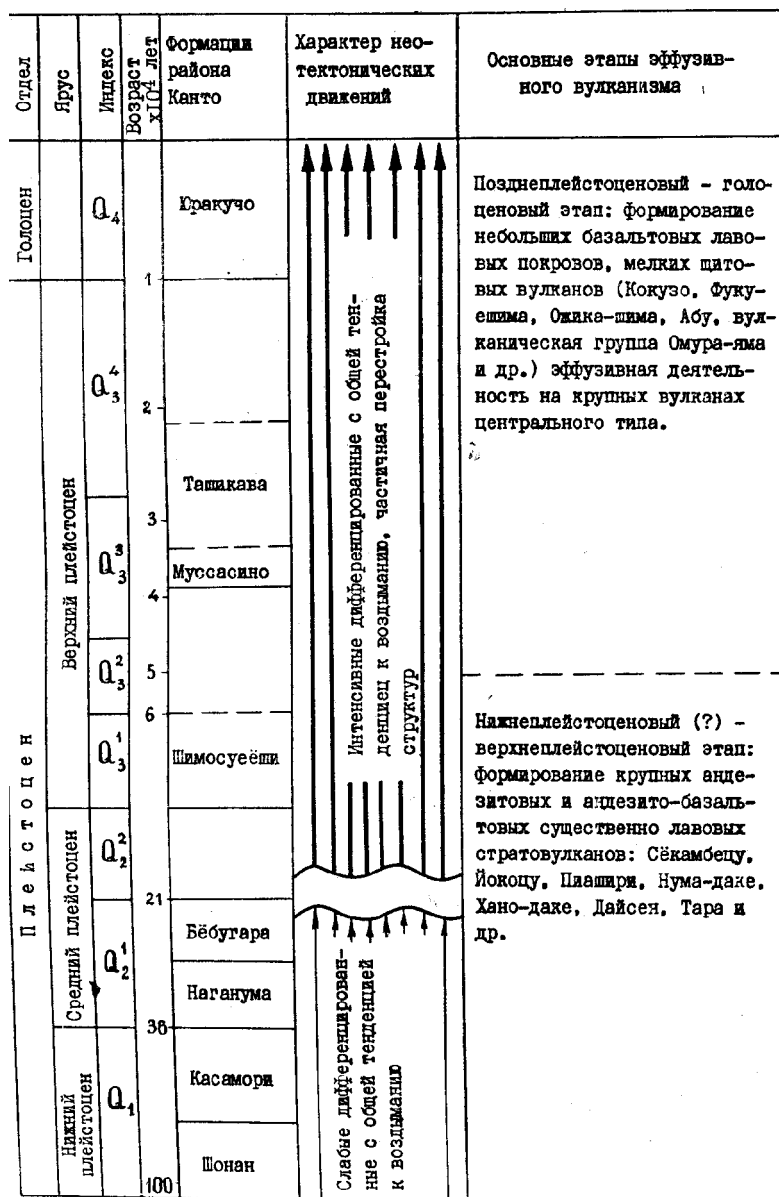


Рис. 51. Распределение во времени характерных вулканических образований четвертичного возраста в Японии. По данным: Геологическое развитие Японских островов (1968), Т. Исикава и др. (1963), Gohara (1963), Ishikawa, Katsui, Oba, Satoh (1969), Kaneoka, Ozumi (1970), Kawachi, Kitazawa (1967), Kobayashi (1965), Okada (1969).

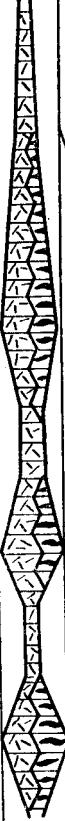
Главные морфологические типы вулканических сооружений					Основные этапы эксплозивного вулканизма
I	II	III А	III Б	IV	
					Голоценовый этап (современный): формирование мелких кальдер, кратеров, экструзивных куполов и ассоциирующихся с ними пирокластических покровов на островах Хоккайдо (Машу, Тарумай, Ме-акан, Усу и др.), Хонсю (вулканы Асама, Харуна, центральные кратеры в кальдере Тобада и др.), Кюсю (в кальдерах Асо, Ата), Рикю (в кальдере Кикай, вулкан Окинава-Тори-шима и др.); андезитовых и базальтовых существенно пирокластических стратовулканов (Сиретоко-Иво-зан, Дайсецу, Комагатаке, Иваки, Фудзи, Киришима и др.). Верхнеплейстоценовый этап: формирование крупных кальдер и ассоциирующихся с ними обширных пирокластических покровов на о-вах Хоккайдо (Куттяро, Акан, Шикоцу, Тойя), Хонсю (Хаккода, Хаконе, Оникабе, Тазава, Тобада и др.), Кюсю (Асо - молодая, Айра, Ата, Рикю (Кикай)). Среднеплейстоценовый этап: формирование крупных кальдер, вулcano-тектонических депрессий и ассоциирующихся с ними обширных пирокластических покровов на о-вах Хоккайдо (Токати?), Хонсю (пирокластические покровы Хада?, Курофуджи?), Кюсю (Асо - древняя, пирокластические покровы Кудзю, Яобакей?, Сёенай? и др.).

Рис. 51, ч. 2. I — формы, связанные с проявлением ареального вулканизма и трещинными излияниями; II — крупные щитообразные и существенно лавовые стратовулканы; IIIа — существенно пирокластические стратовулканы андезитового состава; IIIб — существенно пирокластические стратовулканы базальт-андезитобазальтового состава; IV — пирокластические покровы. Остальные условные обозначения те же, что и на рис. 49.

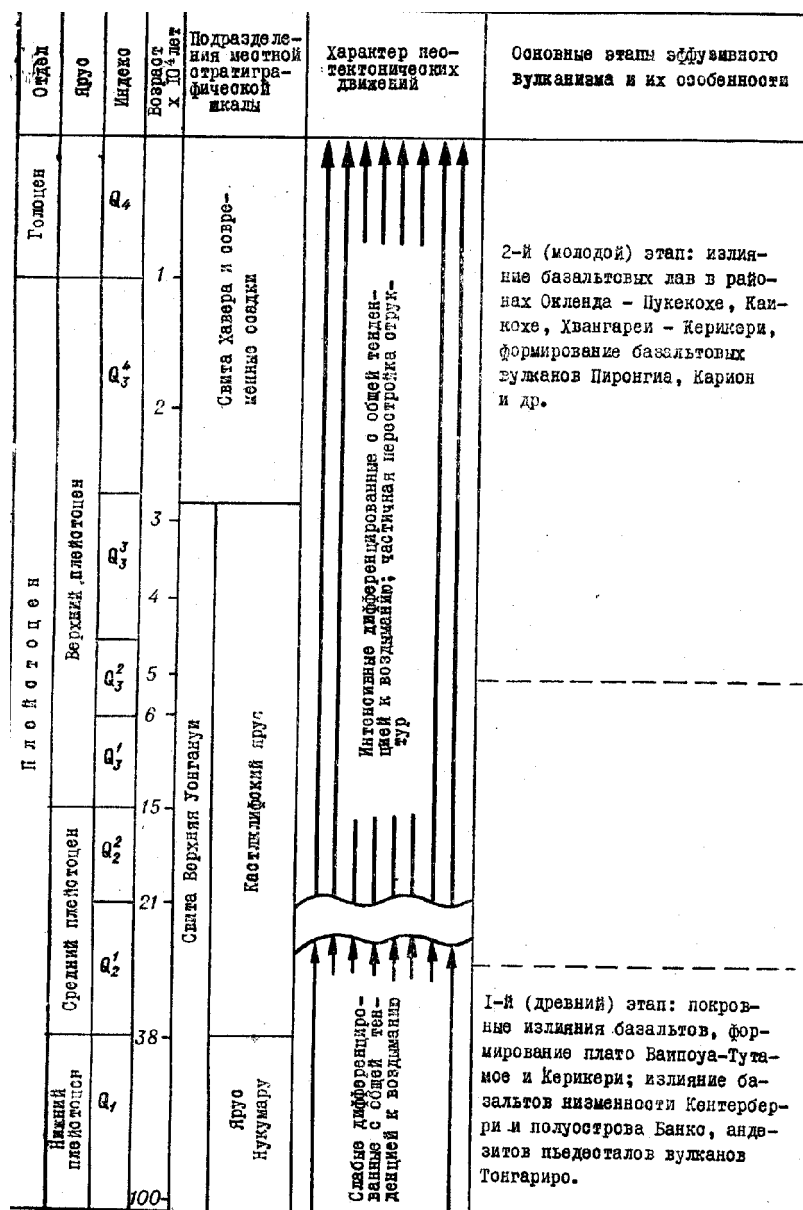


Рис. 52. Распределение во времени характерных вулканических образований четвертичного возраста в Нов. Зеландии. По данным: Вуд, Гриндли, Харрингтон (1963), Blank (1965), Cowie (1964), Ewart (1964), Healy, Vucetich, Pullar (1964), Grant-Taylor (1964), Grant-Taylor, Rafter (1962), Searle (1961 a, б), Thompson (1964), Thompson, Kermode (1965 a, б), Thompson, Kermode, Ewart (1965), Vucetich, Pullar (1969).

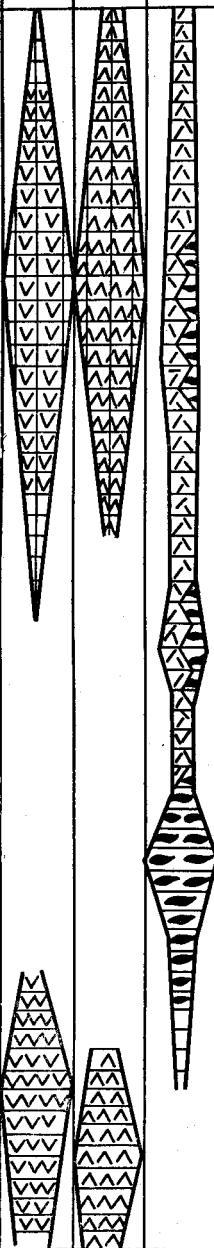
Главные морфологические типы сооружений			Основные этапы эксплозивного вулканизма и их особенности
I	II	III	
			Современный этап: формирование наиболее молодых пемзовых покровов в грабене Таупо-Роторуа; выбросы пирокластики при формировании андезитовых вулканов Национального парка Тонгариро, вулкана Эгмонт и др.
			Верхнеплейстоценовый этап: формирование пемзовых и наиболее молодых игнимбритовых покровов в грабене Таупо-Роторуа; выбросы пирокластики в начальные стадии формирования андезитовых вулканов Национального парка Тонгариро, вулкана Эгмонт и др.
			Среднеплейстоценовый этап — основная фаза игнимбритообразования на о-ве Северном; формирование игнимбритовых покровов района Таупо-Роторуа и п-ва Коромандел.

Рис. 52, часть 2. I - формы, связанные с проявлением ареального вулканизма и трещинными излияниями; II — андезитовые стратовулканы; III — пирокластические покровы. Остальные обозначения те же, что и на рис. 49.

Первый этап четвертичного вулканизма, следующий за эпохой структурного преобразования, охватывает период от конца верхнего плиоцена (зоплейстоцена) до середины среднего плейстоцена. Он характеризуется излиянием базальтов, связанных с крупными щитообразными вулканами и вулканизмом ареального типа. Рассматриваемая территория в это время испытывала слабые восходящие движения.

На Камчатке в этот период образуются крупные базальтовые щитовые и щитообразные вулканы, а также лавовые плато (комплекс плато-эффузивов). Последние являются сохранившимися от разрушения частями щитовых вулканов или остатками поднятых и расчлененных лавовых равнин, образованных в ходе ареального вулканизма. В лавах плато и нижних частях разрезов ряда щитообразных вулканов установлены горизонты обратно намагниченных лав (Кочегура и др., 1969). Вулканы и останцы вулканических плато сильно эродированы и несут следы наиболее древних четвертичных оледенений.

На Курильских о-вах подобного рода вулканические образования не установлены. Горизонты обратно намагниченных лав наблюдались здесь в вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщах фундамента о-вов Симушир и Онекотан (Мархинин, Поспелова, 1959). По фациальному составу они наиболее близки к толщам, слагающим обычные стратовулканы. Относимые к нижнему плейстоцену (Родионова и др., 1964) вулканические плато на о. Парамушир являются более молодыми, так как их породы, по И. В. Мелекесцеву, перекрывают 200—250-метровую морскую террасу, которая, по данным диатомового анализа, имеет средне (?) -верхнеплейстоценовый возраст.

Если на Курилах вулканические проявления плейстоцена в целом наследуют положение вулканических зон неогена, то на Камчатке это наблюдается лишь в исключительных случаях. Начало эффузивных излияний знаменует формирование на Камчатке двух новых вулканических зон. Первая — зона четвертичного вулканизма Срединного хребта. Она образуется параллельно с отмиранием вулканизма в Центрально-Камчатской неогеновой вулканической зоне и накладывается частично на западное крыло растущей на ее месте Козыревско-Быстринской системы сводов, частично же — на закончивший свое развитие неогеновый Западно-Камчатский тыловой прогиб. Вторая — зона четвертичного вулканизма Центральной Камчатской депрессии (район Ключевской группы вулканов — Начикинский вулкан на п-ве Озерном). Одновременно происходит резкое сужение зоны вулканизма на Южной Камчатке. Период базальт-андезито-базальтовых излияний первого этапа четвертичного вулканизма на Камчатке — время существования низкорельефного рельефа с небольшими абсолютными отметками. Дифференцированные движения значительных амплитуд в этот период отсутствуют (Брайцева, Мелекесцев, 1966).

Сходный характер имеет в рассматриваемый период и вулканизм Японии. На Кюсю формируется щитовой вулкан основания вулканической группы Унзен, андезито-базальтовый стратовулкан Футаго и происходят трещинные и ареальные излияния щелочных базальтов в северной части острова. В зоне Фосса-Магна нижним — средним плейстоценом датируется образование базальтового вулкана Югавура и докальдерной базальт-андезитовой постройки Хаконе. Начинаются базальтовые излияния в вулканических зонах Северо-Восточной Японии, в частности в районе Чокай. По данным М. Минато (Геологическое развитие Японских островов, 1968), в этот период тектонический режим был стабильным. Быстрые дифференциальные движения отсутствуют. Япония в основном представляла собой сушу, соединенную с континентом через район пролива Цусима. Зоны морского осадконакопления сохраняются по западному обрамлению Хонсю, в районе Внутреннего моря Японии, в бассейне Канто. Остров Кюсю разрезан надвое проливом, протягивающимся от района Унзен до района Футаго. К концу этапа (середина среднего плейстоцена) происходит медленное общее воздымание Японии и общая регрессия моря.

Первый этап четвертичной вулканической активности Нов. Зеландии также характеризуется излияниями базальтов, связанными с крупными щитовыми вулканами (п-ов Банкс) и мелкими центрами извержения — шлаковыми конусами и небольшими лавовыми вулканами ареального типа (Нордленд). Судя по появлению андезитовой гальки в породах свиты нукумару, к этому периоду относится первая вспышка андезитового вулканизма в Центральном вулканическом районе. Она знаменует образование принципиально новой вулканической зоны северо-восточного простиранья, располагающейся под прямым углом к оси неогеновых вулканических зон Северного о-ва. Осадконакопление во впадине Уонгануи и Восточном прогибе продолжается непрерывно с палеогенового времени. Мощность слоев нукумару в Восточном прогибе достигает 1200—1500 м. В Восточном прогибе осадки представлены аргиллитами и раковинными известняками с прослоями пепловых песков и граувакковых галек, во впадине Уонгануи — галечными раковинными извест-

няками с песками и глинами. Характер осадков свидетельствует об отсутствии в этот период крупных быстро растущих поднятий.

На Западе США (Орегон, базальты Якиме в западной части плато Колумбия и др.) формируются базальтовые плато, в разрезе которых отмечается последняя инверсия знака остаточной намагниченности.

Как видим, устанавливается полная общность эпохи коренных преобразований в конце плиоцена, относительно стабильного тектонического режима начала плейстоцена и первого этапа четвертичного вулканизма для всей западной части Тихоокеанского кольца и Северной Америки.

Эпохи четвертичного кислого вулканизма и связанные с ними структурные преобразования

Массовые выбросы кислой пирокластики (пемз, игнимбритов), образование кислых экструдий, формирование специфических форм вулкано-тектонических депрессий, ассоциирующих с кислым вулканизмом, повсеместно начинаются после полного завершения начальной стадии андезито-базальтового вулканизма нижне-среднеплейстоценового времени (рис. 49-52).

На Камчатке впервые фаза кислого четвертичного вулканизма была выделена в вулканической зоне Срединного хр. Время проявления фазы было определено по соотношению с ледниковыми формами рельефа как конец среднего плейстоцена (Эрлих, 1960). Данные последующих работ подтвердили этот вывод (Огородов, 1966). Детальное изучение игнимбритовых и пемзовых пирокластических покровов Восточной и Южной Камчатки площадью 11 тыс. км² и объемом около 2000—2500 км³ показало, что образование их связано с двумя вспышками эксплозивного кислого вулканизма. Первая совпадает по времени со средне-плейстоценовым оледенением. Игнимбриты и пемзы, отложившиеся в этот период, перекрыты моренами двух стадий верхнеплейстоценового оледенения. Одна из крупных вулкано-тектонических депрессий, образовавшихся в рассматриваемый период — кальдера Узона, по данным О. А. Брайцевой, выполнена отложениями последнего межледниковья (Q^1_3). Помимо кальдеры Узон, были сформированы кальдеры Большого Семьячика, Карымского озера (древняя) и др.

Вторая возрастная группа вулканических образований связана со вспышкой эксплозивного вулканизма, совпавшей по времени с верхнеплейстоценовым оледенением. В этот период возникли кальдеры Крашенинникова, Малого Семьячика, Горелого, Опалы и др. и тяготеющие к ним пемзовые и игнимбритовые покровы. Возраст этих образований определяется по соотношению игнимбритовых горизонтов с моренами двух стадий верхнеплейстоценового оледенения, данным спорово-пыльцевого и диатомового анализов межигнимбритовых прослоев, сопоставлению с мощными пепловыми горизонтами датированных фауной покровных отложений Центральной Камчатской депрессии и донных осадков прилегающих к Камчатке морей (Романкевич и др., 1966). Абсолютный возраст одного из наиболее молодых игнимбритовых покровов этого комплекса в районе пос. Жупаново на Восточной Камчатке равен 17100 ± 800 лет (ГИП—231). Со второй вспышкой кислого вулканизма связано формирование древнейших экструдивных куполов в Центральной Камчатской депрессии (Ключевская группа вулканов, район вулкана Шивелуч). Наиболее вероятно, что средне-верхнеплейстоценовый возраст имеют экструдивные купола андезитового состава в хр. Валагинском и Кумроч (к востоку от вулкана Шивелуч).

При единстве времени вспышек кислого вулканизма в различных районах Камчатки форма его проявления меняется в зависимости от структурных условий. Если в грабен-синклиналях Южной и Восточной Камчатки резко преобладают игнимбритообразующие выбросы и пемзовые потоки, то в Центральной Камчатской депрессии, Срединном хребте, хр. Валагинском и Кумроч — преимущественно экструдивные купола, а на стыке грабен-синклиналей Восточной Камчатки с жестким блоком поперечной структуры в районе Налычево — существенно лавовые дацит-андезитовые стратовулканы Ааг, Арик, Дзендзур.

Экструдивная и эксплозивная деятельность центров кислого вулканизма продолжается и в голоцене. Центры голоценового кислого вулканизма являются реликтовыми: во всех известных случаях они продолжают развитие центров вулканизма, заложившихся во время предыдущих вспышек. Таковы районы Курильского оз. и Карымского вулкана на Восточной Камчатке, Безымянной сопки и Шивелуча в Центральной Камчатской депрессии, заключительные выбросы пемз Хангара и экструдивные купола дацитов Ичинского вулкана в Срединном хр. Масштаб кислого вулканизма резко сокращается — общая площадь пемзовых покровов не превышает 300 км², объем их 40—50 км³. Игнимбриты отсутствуют. Все это явно свидетельствует о заключительной

вспышке, связанной с последними стадиями развития очагов кислого вулканизма, заложившихся в среднем и верхнем плейстоцене.

В разрезе разновозрастных осадочных отложений Центральной Камчатской депрессии наблюдается прогрессирующее укрупнение обломочной фракции и рост ее количества в общей массе осадочных пород: от глин, диатомитов и песков, характерных для нижнего — второй половины среднего плейстоцена (Q_1 — Q_2^1), до галечников и валунно-галечных отложений конца среднего плейстоцена — голоцена (Q_2^2 — Q_4). Следовательно, в среднем—верхнем плейстоцене отмечается прогрессирующее поднятие, причем максимальная скорость воздымания соответствует эпохе массовых выбросов кислой пирокластики.

Именно в этот период формируются в их современном виде основные системы горст-антиклинальных поднятий, отражением которых являются Восточный хр. и Козыревско-Быстринская система хребтов. Параллельно образуются рассекающие их системы грабен (Паратунский, Шапнинский, грабены рек Ковыча, Быстрой-Козыревской и др.). Общая амплитуда поднятия 600—800 м, а размах движений с учетом просадок грабен 1200 м. В пределах вулканических поясов образуются огромные кольцевые вулcano-тектонические структуры диаметром от 8—12 до 40 км с амплитудой опускания по ограничивающим разломам до 1000 м. Таким образом, по всем признакам мы имеем дело с короткой и мощной вспышкой горообразовательных процессов.

Определения возраста этапов кислого вулканизма Японии резко колеблются. В Северо-Восточной Японии проявления кислого вулканизма сосредоточены во фронтальной, восточной зоне — Назу, где в плейстоцене происходят массовые выбросы спекшихся туфов и пемз, крупнейшие за кайнозойское время (Kawano, Yagi, Aoki, 1961). Т. Ишикава, М. Минато и др. (1963) датируют их концом вюрмского оледенения — началом постледниковой эпохи. Близка к этому времени и датировка образования кальдеры крупнейшего центра кислого вулканизма района Фосса-Магна — вулкана Хаконе. После завершения формирования древнего базальт-андезитового стратовулкана, связанного с первым этапом вулканической деятельности, здесь в среднем плейстоцене происходит внедрение серии даек андезитов и дацитов вдоль секущей линии дислокации и образование кальдеры типа Глен-Ко. Далее следует рост в кальдере молодого щитового вулкана, сложенного пироксеновыми андезитами и дацитами, прямо продолжающими линию эволюции старой соммы. В конце верхнего плейстоцена (конец вюрма) происходит выброс больших количеств кислой пирокластики, образуется вторая молодая кальдера, в которой в последующем формируются серии лавовых куполов и центральный стратовулкан, сложенные пироксеновыми андезитами.

К концу среднего — началу верхнего плейстоцена относится начало кислого вулканизма в районе вулкана Унзен (о. Кюсю) и формирование сложной системы грабен на этом вулкане (Sendo *et al.*, 1967). Как видно, эти вспышки кислого вулканизма точно соответствуют выделяемым нами пароксизмам кислого вулканизма Камчатки. В то же время возраст крупных покровов игнимбритов, спекшихся туфов и пемз, связанных с кальдерами Кюсю и Хоккайдо (Асо, Ата, Эйра, Кучаро и др.), по данным старых работ, основанных на традиционной геологической методике, резко занижался, вплоть до нижнего плейстоцена. Полученные в последние годы многочисленные определения абсолютного возраста этих отложений показывают, однако, что все они или, по крайней мере, подавляющая их часть имеют очень молодой возраст (см. табл. 28). Кислый вулканизм продолжается и в голоцене, причем некоторые центры сохраняют активность вплоть до настоящего времени (Унзен на Кюсю, Усу на Южном Хоккайдо). Однако, как и на Камчатке, деятельность этих вулканов носит реликтовый характер, продолжая и заканчивая развитие центров, сложившихся в конце среднего — верхнем плейстоцене. Немногочисленные проявления кислого вулканизма островной дуги Изу-Бонин датированы по определениям абсолютного возраста калий-аргоновым и трековым методом (Kaneoka, Ozumi, 1970). Полученные цифры — 270 тыс. лет для измененных риолитов о. Козушима, 80 тыс. лет для обсидианов на том же острове и 30 тыс. лет для трахитов Иво-джимы — отвечают общим для всей Японии периодам вспышек кислого вулканизма.

С периодом главной вспышки кислого вулканизма в Японии параллелизуются крупные преобразования структуры. В это время Япония испытывает общее поднятие, в ходе которого острова приобретают конфигурацию, близкую к современной. Быстро растут горные системы, Полностью прекращает свое развитие впадина Канто в Центральной Японии, Окончательно теряется связь Японии с Азиатским материком — прекращает свое существование «континентальный мост» в районе пролива Цусима, связывавший Корею с Кюсю и Юго-Западным Хонсю. Полностью отмирает вулканическая зона Дайсен — последние извержения здесь

Таблица 28

Абсолютный возраст некоторых пирокластических покровов Японии

№ п.п.	Название структуры, с которой связан пирокластический покров	Абсолютный возраст по C^{14} , лет назад	Источник
1.	Куччаро	23300 ± 3000 (Gak-866) 2000	T. Ishikawa, Y. Katsui, Y. Oba, H. Satoh (1969)
2.	Атоса-нупури	11720 ± 220 32300 ± 3000 (Gak-870) —2000 (Gak-866)	
3.	Машю	6460 ± 130 (Gak-247) 7190 ± 230 (Gak-248)	
4.	Сякоцу	31900 ± 1700 (Gak-713) 32200 ± 2000 (Gak-714) 32200 ± 4700 3100 (Gak-519)	
5.	Тойя	13900 ± 250 16400 ± 300 (Gak-868)	
6.	Нигорик ава	12900 ± 270 (Gak-1605)	
7.	Товада	10400 ± 220 (Gak-460) 12000 ± 250 (Gak-385) 12700 ± 260 (Gak-205)	
8.	Асо	20100 ± 600 (Gak-479) 23000 ± 750 (Gak-480) 26400 ± 1100 (Gak-478) 33100 ± 3100 (Gak-554) 1900 35600 ± 5600 (Gak-553) 1900	
9.	Эйра	16350 ± 350 (Gak-473) 22000 ± 850 (Gak-211) 23400 ± 800 (Gak-558)	
10.	Ата	24500 ± 900 (Gak-472)	Kobayashi, 1965 Kawachi, Kitazawa, 1967
11.	Асама	10650 ± 250 (Gak-311)	
12.	Ятсугатакэ	24600 ± 100 (Gak-616)	Okada, 1969.
13.	Назу	29800 (Gak-1649)	

датированы периодом $30\,200 \pm 350$ лет (Геологическое развитие Японских островов, 1968). Как и в других районах, с эпохой кислого вулканизма здесь ассоциируется образование крупнейших кольцевых вулcano-тектонических структур, диаметр которых колеблется от 8—12 до 20 км и более (кальдеры Ата, Асо, Эйра, вулcano-тектонические депрессии Какуто, Куджу, Унзен на Кюсю, кальдера Хаконе в районе Фосса-Магна, Товада на Северо-Восточном Хонсю, Акан, Машю, Тойя, вулcano-тектоническая депрессия Токачи на Хоккайдо и др.).

В Нов. Зеландии второй этап четвертичного вулканизма характеризуется массовыми выбросами кислой пирокластики в районе Таупо-Роторуа. Начало этапа датируется по появлению первых обломков игнимбритов в нижнекастлклифских слоях Восточного прогиба. С этого мо-

мента количество обломков кислых вулканических пород в разрезе Восточного прогиба постоянно возрастает и в отдельных горизонтах позднекастлклиффских слоев объем их достигает нескольких кубических миль. С эпохой массового формирования игнимбритовых и пемзовых покровов в этом районе в конце кастлклиффского времени связано образование линейного грабена, протягивающегося от вулкана Руапеху до зал. Пленти. В конце кастлклиффского времени игнимбритовые выбросы в зоне Таупо сильно сокращаются, а одновременно, по данным Дж. Кингма (Kingma, 1959), завершается формирование грабена Таупо. Об этом, в частности, свидетельствует перекрытие маломощным плащом игнимбритов устойчивых блоков на периферии структуры — плато Каингароа и плато Западного Таупо. Параллельно происходит поднятие и складчатость в Восточном прогибе, после чего часть прогиба, выходящая на территории Северного о-ва, прекращает свое существование. Завершается формирование прогиба Уонгануи и происходит интенсивное воздымание разделяющих прогибы хр. Римутак и Руахине. Начало воздымания совпадает с моментом заложения вулканического пояса, но долгое время существует прямая связь между грабеном Таупо и Восточным прогибом; она прерывается лишь в момент, соответствующий концу выбросов игнимбритов. Это говорит о том, что моменту главной фазы игнимбритового вулканизма соответствует главный импульс поднятия хр. Руахине и Римутак, разделивший обе отрицательные структуры. Осадконакопление в Восточном прогибе практически полностью прекращается к верхнему плейстоцену. На Южном о-ве свита верхняя уонгануи представлена мощными галечниками, образовавшимися в результате подъема Южных Альп. Слои их сильно изогнуты, а местами стоят на голове.

Таким образом, конец кастлклиффского времени знаменуется резкой интенсификацией движений, приводящей к окончательному оформлению перестройки структурного плана, начавшейся в конце плиоцена. Эта эпоха выделяется под названием диастрофизма каикаора (Kingma, 1959).

Последняя эпоха кислого вулканизма в Нов. Зеландии охватывает середину — конец верхнего плейстоцена — голоцен. Отчетливо выделяются два этапа — верхнеплейстоценовый и голоценовый. Первый характеризуется образованием обширных пемзовых пирокластических покровов (пеплы Ротозху и Окарека, лапилли Мангаони, формация Орануи и др.), реже формируются пемзо-игнимбритовые покровы. В голоцене в Центральном вулканическом районе возникают кольцевые комплексы липаритовых экструзий, на заключительных стадиях образования которых внедряются также небольшие по объему дацитовые купола. Рост куполов липаритов и дацитов сопровождается выбросами пемз, последние из которых датированы периодом 1800 лет назад. Кислые купола и кальдеры формируются также на о. Майор (8390 ± 135 лет назад). Однако объем кислых вулканических пород голоцена несоизмеримо мал по сравнению с объемом пирокластического материала, выброшенного в течение главной фазы.

На Курильской островной дуге к середине верхнего плейстоцена относится крупный этап эксплозивного вулканизма, с которым связано формирование кальдер и ассоциирующихся с ними пемзовых и игнимбритовых покровов. Перемытый пирокластический материал этого этапа входит в состав отложений 100—120-метровой морской террасы на о-вах Кунашир и Итуруп, сформировавшейся во время верхнеплейстоценового межстадиала (Q^3_3). Абсолютный возраст растительных остатков, захороненных во время накопления пирокластических отложений, извергнутых при формировании кальдер Менделеева и Головкина, около 40 тыс. лет. Кальдеры этого возраста достаточно хорошо выражены в рельефе, одновозрастные им пемзовые и игнимбритовые покровы сохранились в виде незначительных по площади фрагментов. К данному же периоду относится возникновение кальдер и ассоциирующихся с ними пирокластических покровов на о-вах Итуруп (Урбич, Цирк, Медвежья), Симушир (Заварицкого-древняя, Броутона), Онекотан (Немо).

Достаточно мощная вспышка кислого вулканизма наблюдается на Курильских о-вах в первой половине голоцена. К этому времени относится образование крупных пирокластических покровов и кальдер Львиная Пасть (9460 ± 50 лет, ГИН—325, 9400 ± 60 лет, ГИН-325) и Тао-Русыр (7500 ± 80). Параллельно формируются многочисленные экструзивные купола андезитового и андезито-дацитового состава на ряде крупных стратовулканов и в кальдерах.

В Индонезии кислый вулканизм проявляется в основном на Суматре. Извержения кислых вулканических продуктов тесно связаны с кольцевыми структурами, тяготеющими к рифту Семангко. Таковы вулкано-тектонические депрессии Тобы, Ранау и др. Гигантские извержения кислых пирокластов этих районов датируются концом среднего — началом верхнего плейстоцена, так как пемзы, изверженные в районе Тоба, перекрывают остатки палеолитической культуры Тампан на п-ове Малакка (Беммелен, 1957). Дж. Смит-Сибинга (Smit-Sibinga, 1948) датирует верхнепалеобангские слои кислых туфов в нефтеносном бассейне Восточной Суматры верхним плейстоце-

ном, прямо коррелируя время их образования с рис-вюрмским межледниковьем Европы. После отложения верхнепалеобангских слоев осадконакопление в этом бассейне, идущее непрерывно с начала неогена, прекращается и весь район подвергается складчатости. После извержения туфов Тоба происходит также резкое воздымание Батакского вздутия. В конце плейстоцена — голоцене на Суматре продолжают существовать сравнительно небольшие по масштабам центры кислого вулканизма. В частности, известны пемзовые выбросы кальдер оз. Ранау, Батура, депрессии Пиломазин.

Аналогично развивается кислый вулканизм и на Западе США. Характерны датировки вулканических пеплов, приводимые Р. Уилкоксом (1968). Пеплы эти связаны с крупнейшими центрами кислого вулканизма. Пеплы Бишоп (Калифорния) имеют, по данным калий-аргоновых определений, возраст менее 700 тыс. лет. Пеплы Пёрлетт, предположительно относимые к кальдере Вэллес, датируются поздним Канзасом, т. е. возраст их 200—300 тыс. лет. Обсидиановое плато Пичстоун перекрывает буллейские отложения (около 80 тыс. лет). Пеплы Мазама, извергнутые при взрыве одноименного вулкана и формировании кальдеры Крейтер-Лейк, по данным радиоуглеродных определений, образовались около 6600 лет назад, а пеплы вулкана Глейшер-Пик, — около 12 тыс. лет назад. Эти данные полностью совпадают с описанными вспышками кислого вулканизма в западной части Тихоокеанского кольца.

Следовательно, можно констатировать единство времени вспышек кислого вулканизма по всей западной части Тихоокеанского кольца, пароксизмальный характер этих вспышек и четкое соответствие их мощной эпохе горообразовательных движений в этом районе.

Верхнеплейстоцен-голоценовый этап базальт-андезитового вулканизма

При обзоре вулканической активности четвертичного времени бросается в глаза еще одна важная особенность — начиная с конца среднего — начала верхнего плейстоцена, т. е. параллельно с завершающими стадиями кислого вулканизма, повсеместно имеет место стадия излияний базальтовых и андезитовых магм и формирование крупнейших форм аккумулятивного вулканического рельефа.

На Камчатке вулканизм этого этапа имеет в основном две формы. Прежде всего, это шлаковые и лавовые конусы, многочисленные мелкие щитовые вулканы исландского типа, сложенные базальтами. Они образуют обширные районы проявления ареального вулканизма на Юж. Камчатке, в зоне Срединного хр. и Центральной Камчатской депрессии. Более редки проявления вулканизма этого типа на Вост. Камчатке. Среди них по степени сохранности форм выделяются две возрастные группы. Первая датируется межстадиалом верхнеплейстоценового оледенения — вулканические формы эродированы и перекрываются моренами II стадии верхнеплейстоценового оледенения. Ко второй, голоценовой, группе относятся совсем свежие вулканические формы, не обработанные ледниками и почти не затронутые процессами эрозии.

Параллельно с ареальным вулканизмом образуется большое количество крупных щитообразных базальтовых вулканов в зоне Срединного хр. Камчатки (Кебеней, Леутонгей, Терпук и др.), существенно лавовых и существенно пирокластических стратовулканов Вост. и Юж. Камчатки и Центральной Камчатской депрессии (Камень, Кроноцкий, Корякский, Авачинский, Гамчен, Ключевской, Малый Семячик и др.). Они отличаются прекрасной сохранностью рельефа, отсутствием следов ледниковой обработки. Однако широкое развитие в зоне подножия некоторых из них пояса верхнеплейстоценовых и голоценовых морен позволяет считать, что в конце верхнего плейстоцена они уже существовали как центры оледенения. Многие из этих вулканов действуют.

В Японии на о. Кюсю в верхнем плейстоцене — голоцене формируются посткальдерные базальтовые и андезит-базальтовые конусы группы Киришима и кальдера Асо. Одновременно образуются андезитовые стратовулканы Каймон и Сакурадзима. На севере Кюсю происходят излияния щелочных базальтов, принадлежащих к циркум-япономорской провинции. В зоне Фосса-Магна параллельно с образованием молодого конуса кальдеры Хаконе в тыловой части вулканической зоны начинаются базальтовые излияния Ко-Фудзи, а затем Фудзи, свидетельствующие о начале нового вулканического цикла. Ранние стадии излияния Ко-Фудзи датируются периодом 19200 ± 950 лет назад. Одновременно с формированием постройки Фудзи на п-ове Изу происходят массовые излияния базальтов группы Оката.

В Северо-Восточной Японии на покровах спекшихся туфов, связанных со вспышкой кислого вулканизма в среднем—верхнем плейстоцене, располагается большая часть базальт-андези-

товых вулканов зоны Назу. Одновременно совершаются базальтовые излияния в зоне Чокаи и формируются андезитовые стратовулканы зоны Ширетоко-Акан на Северо-Восточном Хоккайдо.

В Нов. Зеландии в верхнем плейстоцене — голоцене отмечается новая вспышка базальтового и андезитового вулканизма, свидетельствующая о поступлении новых порций недифференцированной магмы. В Центральном вулканическом районе формируются молодые андезитовые постройки района Тонгариро, вулканы Эджкамб о-вов Уайт и Уайл. На участке Таупо-Ротороа, т. е. в специфическом районе кислого вулканизма, формируются небольшие тела базальтов. Они располагаются на периферии риолитовых комплексов, и извержения их происходят параллельно с последними стадиями формирования риолитовых куполов.

В северо-западной части Северного о-ва закладывается тыловая зона вулканизма, представленная вулканическим районом г. Эгмонт, излияниями базальтов Окленда и Нордленда. Возраст наиболее древних извержений этих районов, судя по данным радиоуглеродных определений, не превышает 40—42 тыс. лет (Searle, 1961a). В районе Хвангареи-Керикери поздние потоки перекрывают средне-верхнечетвертичные террасы. Вулканизм в этой зоне завершается несколько сот лет назад: по данным радиоуглеродных определений, последние по времени выбросы пеплов на вулкане Эгмонт, захоронившие стоянки маори, происходили 400 ± 60 и 360 ± 60 лет назад (Grant-Taylor, 1964), позднейшие извержения лав в Каикохе и районе Окленда датируются интервалом в последние несколько сот лет (Searle, 1961a).

После извержения кислых пирокластов по всей территории вулканической зоны Суматры также начинается новый этап вулканизма, с которым связаны многочисленные андезитовые стратовулканы, базальтовые излияния района Сокадана. Извержения некоторых вулканов этого цикла продолжаются и в настоящее время (Westerveld, 1952). В этот позднейший цикл вулканической активности наблюдается зональность распределения вулканических продуктов, не отмечавшаяся ранее. В частности, базальтовые излияния района Сокадана и Мапас приурочены к тыловой части зоны, в то время как андезитовые вулканы и реликтовые центры кислого вулканизма локализируются во фронтальной ее части. Аналогично развивается вулканизм и на Филиппинах. После раннечетвертичных излияний базальтов и мощной вспышки кислого вулканизма в среднем — начале верхнего плейстоцена в конце верхнего плейстоцена — голоцене происходят ареальные базальтовые излияния. Параллельно действуют «реликтовые» центры кислого вулканизма — вулкан Хибок-Хибок и др. (Gervasio, 1966, Neumann van Padang, 1953).

На островных дугах нормального типа вулканы и лавовые покровы, образовавшиеся в этот период, являются древнейшими из выраженных в рельефе вулканических форм. Таковы существенно лавовые стратовулканы и лавовые покровы андезитового-андезито-базальтового состава на Курилах (о-ва Кунашир, Итуруп, Уруп, Парамушир и др.) — они моложе 200-250-метровой морской террасы, имеющей предположительно средне (Q_2^2) - верхнеплейстоценовый (Q_3^1) возраст. Во второй половине верхнего плейстоцена — голоцене здесь формируются крупные существенно пирокластические стратовулканы (Тятя, Медвежий, Пик Прево, Алаид, Пик Фусса и др.), а также большинство почти не затронутых эрозией мелких лавовых вулканов, шлаковых и лавовых конусов на о-вах Парамушир, Уруп, Итуруп и др.

На островной дуге Изу-Бонин в этот период образуется вулкан О-шима. Аналогичный возраст имеют вулканы о-вов Хачиджо-джима и Огасавара. Все эти вулканы имеют почти исключительно базальтовый и андезито-базальтовый состав.

Р. ван Беммелен (1957) отмечает, что четвертичная вулканическая деятельность Центральной Явы и Восточной Индонезии начинается с запозданием сравнительно с Суматрой и Западной Явой — предположительно, с верхнего плейстоцена.

Тектонический режим этого этапа вулканизма на всей рассматриваемой территории близок к современному. Продолжаются интенсивные дифференцированные движения на всей территории, однако коренных перестроек структуры, сравнительно со средним — началом верхнего плейстоцена, не отмечается. Структурообразование, начавшееся в предыдущую фазу интенсивных движений (Q_2^2 - Q_3^1), активно продолжается, несколько изменяется план расположения вулканических центров, продолжается «реликтовый» кислый вулканизм. Но темп и размах движений значительно ослабевают. Однотипно развивается в рассматриваемый промежуток времени и вулканизм Запада США. Здесь происходят излияния из многочисленных мелких базальтовых лавовых вулканов и шлаковых конусов в районе Снейк-Ривер, в осевой части Каскадных гор и Орегоне и одновременно извержения стабилизировавшихся центров кислого вулканизма — Лассен-Пик, Мазама и др. (Уилкоккс, 1968).

Общие проблемы

Рассмотренные материалы позволяют наметить ряд общих закономерностей.

Прежде всего, следует отметить пароксизмальный характер основных фаз тектонических преобразований новейшего времени и четвертичного вулканизма, синхронность этих пароксизмов в пределах западной части Тихоокеанского кольца и совпадение периодов тектонических перестроек и вспышек вулканической активности.

Две намеченные эпохи тектонических преобразований — в конце плиоцена и среднем — начале верхнего плейстоцена — представляют собой две фазы единого этапа крупнейшей перестройки структуры Тихоокеанского пояса. Этап этот намечается ранее для отдельных районов: пасаденская орогения Калифорнии (Штилле, 1964a), диастрофизм кайкура (кайкара) в Нов. Зеландии (Kingma, 1959), сахалинская фаза складчатости Камчатки. Ныне можно говорить о единстве и синхронности этого этапа, распадающегося, в свою очередь, на две короткие фазы.

В первой фазе тектонических преобразований происходит перестройка неогенового плана распределения структур и, после короткого затишья в Q_1 — начале Q_2 , в Q_2 — Q_3 отмечается мощная вспышка орогенеза и подъем горных систем, заложение новых вулканических поясов, перестройка структурного плана, знаменующая в ряде районов (тектонические системы типа Камчатки и Тайваня) переход к принципиально иному этапу развития.

При общности тектонических преобразований, охватывающих всю территорию Тихоокеанского кольца, интенсивность и характер их резко варьируют по районам. Тектонические системы типа Камчатки и Тайваня в ходе этих преобразований утрачивают нормальную зональность структур островной дуги, присущую им в неогене. Области типа Тайваня консолидируются как горные системы и утрачивают даже нормальные физико-геологические свойства островных дуг, такие как фокальная сейсмическая зона, глубоководные желоба или вулканические пояса. Тектонические системы типа Камчатки испытывают общее поднятие, резкую дифференциацию движений по площади и, сохраняя ряд признаков нормальных островных дуг, приобретают принципиально новые черты. В частности, здесь возникает эшелонированная система горст-антиклинальных поднятий и разделяющих их грабен-синклинальных систем. В пределах островных дуг новейшие тектонические преобразования не приводят к каким-либо коренным перестройкам структуры — это фактически лишь фазы интенсивных движений единого этапа развития островных дуг, начавшегося в неогене.

То же можно сказать и о вулканизме. На всей рассматриваемой территории отмечаются синхронные эпохи базальт-андезитовых излияний и кислого вулканизма. Однако масштабы и характер их проявления (см. главу V) резко отличаются в структурах различного типа.

Крупнейшие перестройки структуры четко соответствуют вспышкам кислого вулканизма. Этапам базальт-андезитового вулканизма соответствует относительное ослабление интенсивности движений. В тектонических системах типа Тайваня, где проявления кислого вулканизма отсутствуют, горные страны, определяющие современную морфоструктуру, также формируются в период, соответствующий вспышке кислого вулканизма в Q_2 — Q_3 .

Что касается соотношения типов вулканизма во времени, то, прежде всего, привлекает внимание единство времени проявления базальтового и андезитового вулканизма в ходе одного этапа. Тип вулкана в этом случае отражает, собственно говоря, специфику тектонического положения вулканического центра. В то же время для крупных, долгоживущих вулканов обычна смена базальтового вулканизма ранних этапов андезитовыми извержениями на заключительных фазах развития. Учитывая все это, последовательность развития четвертичного вулканизма от базальтовых и базальт-андезитовых вулканов раннего—среднего плейстоцена к вспышке кислого вулканизма в середине среднего — начале верхнего плейстоцена можно определить как нормальный гомодромный цикл развития вулканизма. Проявление в конце верхнего плейстоцена — голоцена новой фазы базальт-андезитового вулканизма свидетельствует о поступлении на поверхность новых порций недифференцированных выплавов мантийного материала. Это явление знаменует наступление второго цикла четвертичной вулканической активности.

Масштаб и характер проявления циклов неодинаковы для разных типов тектонических систем. На тектонических системах типа Камчатки наблюдается полное развитие двух вулканических циклов. На островных дугах нормального типа первый цикл редуцирован и в полной мере проявлен лишь второй цикл вулканической активности. Подобное различие отражает направленность развития вулканизма — от базальтовых излияний ранних стадий (системы типа Бонин) к существенно андезитовым поясам (системы типа Курил), контрастным сериям в системах типа

Камчатки и последующему заключительному этапу базальтового вулканизма (см. главу V). Параллельно формируется поперечная зональность в распределении типов вулканических пород.

Обзор событий тектонической и вулканической истории, проведенный в условиях растянутой по сравнению с нормальными геологическими мерками временной шкалы четвертичного периода, позволяет по-новому подойти к важному вопросу о длительности крупных фаз тектонических перестроек и мощных вспышек вулканической активности. Продолжительность таких фаз даже крайние сторонники быстрых тектонических перестроек определяют в первые миллионы лет. Приведенные материалы отчетливо показывают, что формирование мощных толщ вулканических пород и огромные по масштабам тектонические перестройки охватывают интервал всего лишь в 50—70 тыс. лет. Несколько следующих друг за другом вспышек такой активности разделяются периодами относительно стабильного тектонического режима и ослабления вулканизма. Таким образом, в пределах единой по природе фазы верхнеплиоцен-четвертичного орогенеза и вулканизма отчетливо выделяется несколько последовательных периодов интенсификации и ослабления геологических процессов.

Насколько связана определяемая нами продолжительность той или иной фазы с точностью датировок, хорошо видно при сопоставлении длительности двух вспышек базальт-андезитового вулканизма. Первая из них оказывается растянутой на сотни тысяч лет (нижний — середина среднего плейстоцена), в то время как вторая имеет продолжительность 40—50 тыс. лет. Когда для датировок ниже-среднечетвертичных вулканов применяются точные методы абсолютной геохронологии, интервал времени вулканизма также резко сокращается. Учитывая огромные объемы вулканических продуктов, извергаемых в периоды коротких катастрофических вспышек вулканизма, можно предположить, что мощные свиты вулканических пород, обычно датируемые ярусами или даже отделами, также формируются в периоды коротких пароксизмальных вспышек продолжительностью в десятки тысяч лет. Хотя данных определений абсолютного возраста дочетвертичных вулканических пород относительно мало, там, где они есть, также намечаются поразительные по точности совпадения. Так, из приведенных ранее рис. 5, 15 видно, что формирование мелких субвулканических интрузий гранитоидов в Юго-Западной Японии и Центральной вулканической зоне Камчатки (к северу от Срединного массива) происходит поразительно синхронно — почти все цифры К-Аг-датировок отвечают интервалу 12—16 млн. лет. Величина обоих интервалов не превышает точности метода, так что можно уверенно говорить о полной синхронности соответствующих вспышек вулканической активности в обоих районах. Другая вспышка вулканизма отвечает периоду 4—8 млн. лет; калий-аргоновые датировки, соответствующие этому времени, четко повторяются для Японии, Камчатки, Курил. Им же соответствуют наиболее молодые датировки биотита из метаморфид зоны Альпийского разлома Нов. Зеландии. Возраст субщелочных пикрит-базальтов п-ова Немуро (Kaneoka, Ozumi, 1970) полностью совпадает с датировками аналогичной формации хр. Валагинского и Тумрока на Камчатке. Все это показывает, что синхронность однотипных вспышек вулканизма в пределах Тихоокеанского кольца в равной мере была характерна и для дочетвертичного времени.

Намеченные периоды повсеместного усиления и ослабления вулканической активности отражают крупнейшие стадии вулканического процесса. В промежутках между ними вулканическая деятельность также носит пульсационный характер, так что при детальном изучении можно было бы выделить мезо- и микропериоды синхронного для всей рассматриваемой территории усиления и ослабления вулканической активности.

Вряд ли случайно значительное количество имеющихся радиоуглеродных определений возраста крупных голоценовых извержений относится к периоду 5500—9500 лет назад. Таков крупный взрыв вулкана Шивелуч, датируемый 7600 ± 300 лет назад (ГИН—184, Чердынцев и др., 1964), взрывы, приведшие к образованию вершинной кальдеры Хангара — 6460 ± 135 (Мо—169, Виноградов и др., 1963) и кальдеры Авачинского вулкана — 5555 ± 45 лет назад (ГИН—119, Чердынцев и др., 1964). В этот же интервал времени формируются наиболее молодые пемзовые потоки в районе Курильского озера (8000 ± 40 и 8340 ± 40 лет назад, соответственно, ГИН—207 и ГИН—211) и пемзы Карымского района (7450 ± 200 лет назад, ГИН—320). На Алеутских о-вах в районе Ананиумак близ о. Умнак к периоду 7660 ± 300 лет назад относится крупное извержение, засыпавшее пеплом древнейшую из известных здесь стоянок человека (Black, Laughlin, 1964). В Нов. Зеландии к периодам 9150 ± 80 и 9100 ± 160 лет назад относятся крупные извержения вулканов Веллингтон и Сمارт (Grant-Taylor, Rafter, 1962). 8390 ± 135 лет назад образовалась кальдера о-ва Майор (Thompson, Kermode, 1965), в Японии кальдера Машю (см. табл. 28). Именно в этот период (около 6600 лет назад) на Западе США происходит гигантский взрыв на вулкане

Мазама (Уилкокс, 1968), приведший к формированию крупнейших покровов кислых пеплов.

Анализ частоты извержений действующих вулканов мира за последнее столетие, проведенный В. И. Влодавцем (1966), показывает, что существуют пятнадцатилетние периоды усиления вулканической деятельности, перемежающиеся с равными им по продолжительности периодами относительного уменьшения числа извержений. Ранее Б. И. Пийп (1956) отмечал, что на Камчатке фиксируются периоды одновременной пароксизмальной деятельности вулканов самых различных зон, перемежающиеся с периодами слабых единичных извержений.

Если учесть тот факт, что за последние 100 лет на рассматриваемой территории произошло большое количество пароксизмальных извержений огромной силы (извержения Тамборы и Кракатау на Зондской дуге, Бандай в Японии, Шивелуча и Безымянной сопки на Камчатке, Катмаи на Аляске и т. д.), становится ясным, что мы переживаем в настоящее время период одной из довольно крупных пульсаций.

Не исключена возможность связи подобных пульсаций с общепланетарной цикличностью, исследованной М. Миланковичем (Milankovitch, 1941) и О. Петтерсоном (Pettersen, 1914), ярко проявляющейся в периодическом изменении климатических особенностей. На основании работ этих авторов принято выделять следующие порядки цикличности: 40 800, 20 400, 3400, 1700 лет, 1133 года. Первая из этих цифр хорошо соответствует периоду извержений вулканов выделенного выше второго цикла в пределах подвижных систем типа Камчатки. Вторая цифра совпадает с временем завершения фазы пароксизмальных выбросов кислых пирокластических продуктов, третья соответствует продолжительности вспышки кислого вулканизма в период 5500—9500 лет назад. Ориентировочные цифры продолжительности циклов усиления и ослабления вулканической деятельности, полученные В. И. Влодавцем, близки к продолжительности периодов усиления и ослабления солнечной активности. Конечно, такое предположение можно принять лишь как рабочую гипотезу. Однако сам факт пульсационного развития вулканизма уже сегодня следует учитывать при любых геологических построениях. Эта особенность вулканизма заставляет сомневаться в правомерности попыток распространения на геологическое прошлое количественных подсчетов выноса вулканических продуктов, основанных на данных по современным извержениям за последние 100—150 лет (Wilson, 1963; Мархинин, 1967).

Синхронность основных пароксизмов четвертичной вулканической деятельности в западной части Тихоокеанского кольца сочетается с асинхронным развитием отдельных вулканических центров. В то время как большая часть той или иной вулканической зоны вовлечена во второй вулканический цикл, отдельные центры, как правило, ассоциирующие с крупными вулканотектоническими депрессиями и находящиеся на конечных стадиях первого вулканического цикла, продолжают существовать. В результате на небольших расстояниях друг от друга располагаются вулканы, поставляющие кислые вулканические породы, и базальтовые и андезитобазальтовые стратовулканы. В этих случаях всегда устанавливается связь очагов кислого вулканизма с длительно эволюционирующими центрами, начало формирования которых относится к Q_1 — Q_2 , а возраст базальтовых и андезитобазальтовых вулканов отвечает концу Q_3 — Q_4 .

Это явление можно объяснить лишь локализацией отдельных очагов в коре на поздних стадиях вулканического цикла и независимым их существованием в период, когда большая часть вулканической зоны захвачена новым циклом вулканизма, при котором начинается массовое поступление свежих порций недифференцированной магмы. Подобное параллельное существование разноэтажных очагов хорошо объясняет одновременные извержения смежных вулканов, дающих резко различные по составу вулканические породы.

Итак, развитие вулканизма протекает как пульсационный, циклический, но направленный процесс, степень активности и время проявления которого теснейшим образом связаны с процессом тектонической эволюции.

ГЛАВА VII. ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ И СТРУКТУРЫ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОЯСОВ. ВУЛКАНИЗМ И ТЕКТОГЕНЕЗ

Тектоническая приуроченность вулканических поясов.

Грабен-синклинали

Прежде всего, отметим, что все вулканические пояса рассматриваемых районов прямо примыкают к зонам основных разломов и всегда располагаются в зоне их висячего крыла, обращенного к тыловой части тектонической системы. В роли основных разломов (см. гл. IV) могут выступать разломы, отделяющие внешнюю зону геоантиклинальных поднятий, и их аналоги типа Медиан-Лайн в Японии или Альпийского разлома Нов. Зеландии, т. е. любые разломы, разграничивающие пары структур, создающих систему поперечной зональности рассмотренных тектонических систем. Зоны этих разломов приурочены, как мы видели, к перегибам поверхности М, отчетливо фиксируются линиями высоких градиентов силы тяжести и имеют надвигово-сдвиговую природу.

Так, Восточный вулканический пояс Камчатки примыкает к линии высоких градиентов силы тяжести, отделяющей внешнюю зону поднятий полуостровов восточного побережья и Берегового хр. Южной Камчатки. Вулканические проявления Центральной Камчатской депрессии располагаются в тыловой части разлома, разграничивающего эту структуру и горст-антиклиналь Восточного хр. Камчатки. Вулканический пояс Срединного хр. примыкает к системе разломов, ограничивающей Козыревско-Быстринский линейный свод (см. рис. 2). Вулканический пояс Назу примыкает к линии Ширикава-Мориока, ограничивающей внешний пояс поднятий гор Абакуми и Китаками. Вулканический пояс Большой Курильской гряды располагается вдоль тыловой границы Срединно-Курильского глубинного разлома, отделяющего геоантиклиналь внешней дуги (Малая Курильская гряда — хр. Витязя) от вулканического пояса. Аналогичное положение занимают вулканы Зондской дуги, Соломоновых о-вов и других островных дуг нормального типа — вулканические проявления во внешней цепи островов (т. е. на геоантиклинали внешней дуги) во всех случаях полностью отсутствуют. Все вулканы располагаются на внутренней гряде островов.

С точки зрения увязки положения вулканов на островных дугах нормального типа и в тектонических системах типа Камчатки особенно интересно расположение вулканического пояса Киришима (внешняя вулканическая зона Кюсю). Пояс этот прямо продолжает вулканический пояс дуги Рюкю, К востоку от него, т. е. по направлению к фронту структуры, расположена область поднятия, сложенного верхнемезозойскими — палеогеновыми породами комплекса Шиманто (см. рис. 14). Примыкание вулканических поясов к разломам типа Медиан-Лайн хорошо видно на примере зоны Унзен-Куджу на Кюсю, Центрального вулканического района Северного о-ва Нов. Зеландии, соотношения вулканов Филиппин с Великим Филиппинским разломом, приуроченности вулканов Суматры к зоне разлома Семангко. Во всех перечисленных случаях вулканические пояса появляются на участках шарнирного погружения этих линий, где они прослеживаются в комплексе дочетвертичных отложений по косвенным признакам, и тоже прилегают к тому крылу разломов, который обращен к тыловой части тектонических систем. Вулканические пояса могут примыкать и к крупным поперечным разломам (вулканы зоны Норикура в Центральной Японии (см. рис. 14)).

Приуроченность вулканических поясов к тыловому крылу основных разломов отражает их закономерное положение в структурах с определенным типом динамической обстановки. В системе парных структур, типичной для рассматриваемых тектонических систем, вулканические пояса всегда приурочены к тыловой зоне отстающего поднятия (относительного погружения). Во фронтальных геоантиклинальных поясах, соответствующих выходу на поверхность сейсмофокальных зон, или их аналогах, где господствует обстановка общего сжатия, вулканические проявления, как правило, отсутствуют. Таким образом, отмеченная еще на ранних стадиях изучения нормальных островных дуг закономерность — приуроченность вулканических поясов к зоне внутренней дуги — приобретает вполне определенный физический смысл.

Положение в тыловой зоне, которая соответствует волне отстающего поднятия и в которой чередуются эшелоны структур сжатия и растяжения, возникающие как реакция на движения по основной зоне разлома, определяет приуроченность вулканических поясов к

определенному типу морфоструктур. Как видно из обзора в главе IV, во всех случаях вулканические пояса связаны со структурами типа грабен-синклиналей. Фундамент, сложенный дочетвертичными породами, в них резко опущен и, как правило, ниже современного эрозионного вреза гидросети или береговой линии моря. Амплитуда опускания от сотен до 1000 м, а суммарный размах движений относительно смежных горных систем достигает 1500—3000 м. Эти структуры имеют резко асимметричную форму, отражающую флексурное положение их на крыле основного разлома. В передовой, обращенной к желобу части грабен-синклиналей, соответствующей стыку их со смежной фронтальной зоной геосинклинального поднятия, отмечаются крупноамплитудные сбросы — такие, как разлом восточного ограничения Центральной Камчатской депрессии, разлом Каингароа в восточной части вулканической зоны Таупо и т. д. Тыловой борт грабен-синклиналей полого сочленяется со смежными структурами. Иногда этот борт осложнен системой ступенчатых мелкоамплитудных сбросов.

Морфология грабен-синклинальных структур варьирует в различных типах тектонических систем. В островных дугах типа Бонин грабен-синклинали морфологически почти не выражены. Вулканы здесь примыкают к флексуре, ограничивающей тыловую зону островной дуги. На островных дугах типа Курил грабен-синклинали выражаются в виде прогиба между геоантиклиналью внешней дуги и вулканическим поясом. В пределах самого вулканического пояса, в тыловой части грабен-синклинали, наблюдается чередование кулисообразно расположенных поднятых и опущенных блоков. В первых на высоту до 900—1000 м подняты неогеновые вулканические породы. Во вторых дочетвертичные отложения погружены и располагаются четвертичные вулканы. В блоках, где неогеновый фундамент поднят на значительную высоту, четвертичные вулканы отсутствуют. В тектонических системах типа Камчатки грабен-синклинали выражены линейными прогибами, в большинстве случаев заполненными четвертичными вулканогенными толщами. Но при любых вариациях морфологии ширина грабен-синклиналей всегда соответствует ширине смежных с ними фронтальных поднятий. Этим, как и общей приуроченностью, грабен-синклинали резко отличаются от грабенов нормального типа.

Грабен-синклинали имеют унаследованно-наложенный характер. В большинстве случаев они наследуют положение неогеновых зон интенсивного прогибания, которые зачастую являются вулканическими поясами соответствующего времени. Частично же они пересекают их под углом и накладываются на комплексы мезозойского или более древнего возраста. Степень унаследованности (или, соответственно, наложенности) разная для различных типов подвижных областей. На островных дугах четвертичный вулканический пояс полностью наследует положение вулканического пояса неогенового времени. В системах типа Камчатки при общем унаследованном развитии четвертичных вулканических поясов отдельные их участки наложены на разнородные структуры, что вызвано общим продвижением фронта тектонической системы. Вследствие этого иногда значительные участки или даже целые звенья вулканического пояса имеют наложенный характер. Таковы центральная часть зоны Семангко, зона Таупо, грабен-синклиналь Восточной Камчатки. Одновременно наблюдается, хотя и в меньших масштабах, продвижение вулканических поясов в сторону тыловой части подвижной области и вдоль ее оси. В связи с этим смещаются четвертичные вулканические зоны Срединного хр., частично накладываются на тыловой прогиб Западной Камчатки, и зона Чокаи от южного окончания Хоккайдо, где обрывается неогеновая «зона зеленых туфов», продвигается вплоть до северного окончания острова. В областях типа Корякского нагорья, Тайваня, Нов. Гвинеи и др. четвертичный вулканизм преимущественно носит наложенный характер.

Перечисленные особенности отличают грабен-синклинали от нормальных рифтовых зон, образующихся на своде растущего поднятия. Многие считают, что формирование грабен-синклиналей вулканических поясов связано с просадкой после выбросов значительных масс кислого магматического материала (Беммелен, 1963; Westerveld, 1952). Анализ материала по грабен-синклиналям Камчатки показывает, что они заложены до начала четвертичной вулканической деятельности, хотя обновление их происходило параллельно с вулканизмом. Резко отличаются и объемы изверженного вулканического материала и грабен-синклинали: последний много больше. Так, общая длина Центральной Камчатской депрессии 1700 км, но почти все вулканические проявления концентрируются на ее среднем участке длиной только 300 км. Сходные возражения против возможности формирования грабен-синклинальных структур за счет просадки в опустошившиеся магматические камеры приводятся для Нов. Зеландии, Суматры, Анд.

В то же время зависимость амплитуды прогибания от количества изверженного материала

и типа вулканизма несомненна. Если в грабен-синклинали располагаются линейные ряды стратовулканов, прогибание незначительно. Если же на определенном участке структуры концентрируются центры массовых выбросов кислого пирокластического материала или массовых излияний базальтов, амплитуда опускания достигает максимальных значений. В Кроноцко-Гамченском районе, где располагаются линейные ряды андезитовых стратовулканов, смещение за четвертичное время не превышает 200 м, а на центральном участке той же грабен-синклинали Восточной Камчатки, в Карымско-Семячикском районе, где располагаются долгоживущие центры, давшие огромные по масштабам выбросы кислой пирокластики, оно достигает 1500 м. Сходные с последними амплитуды опускания фиксируются и в грабене северной части Срединного хр., где локализуется большое число центров массовых излияний голоценовых базальтов. В Нов. Зеландии в юго-западной части грабена Таупо протягивается линейный ряд андезитовых стратовулканов Национального парка Тонгариро. Фундамент здесь располагается на отметках, близких к уровню моря. В то же время на участке оз. Таупо — о. Уайт, где локализуется ряд крупных центров кислого вулканизма, глубина залегания фундамента вулканических пород, по данным геофизических работ, 1000—3000 м.

Таким образом, локализация массовых вулканических проявлений в грабен-синклиналях обуславливает усложнение этих структур: если в первоначальном виде они являются отражением отстающего поднятия в тыловой части системы парных структур, то накопление здесь мощных вулканогенных толщ приводит к дополнительной компенсационной их просадке.

Соотношение скорости накопления вулканического материала с тектоническими движениями. Развитие структуры вулканических поясов

Обычно выделяют два типа соотношения движений с осадконакоплением: компенсированное накопление, когда мощности накопившихся толщ полностью компенсируются равным им по величине погружением, и некомпенсированное, когда мощность толщи меньше величины погружения. В любом случае считается, что основным условием сохранения данной мощности за геологическое время является погружение ее ниже уровня эрозии, иначе скорость эрозии и общая неустойчивость осадков по отношению к ней неизбежно ведут к уничтожению накопившихся толщ. Именно на этом принципе основан метод анализа мощностей. В. Е. Хаин (1964) признает возможность избыточной компенсации погружения накоплением, что приводит к обмелению бассейна, но делает оговорку, что батиметрическая поправка на обмеление практически представляет собой незначительную величину (менее 10% общей мощности) для крупных отрезков геологического времени (эра, период, эпоха) и может в этом случае не учитываться; для более мелких геохронологических подразделений (век и меньше) она становится сравнимой с мощностью осадков и не может не приниматься во внимание. Все эти воззрения выработаны на основе изучения толщ осадочных пород. Накопление же эффузивных толщ имеет специфические особенности.

1. Огромная скорость накопления. Крупнейшие вулканические постройки (Корякский, Козельский, Вилучинский вулканы, Ключевская сопка, Фудзи и др.) сформировались за период с конца последнего верхнечетвертичного оледенения до наших дней, т. е. за какие-нибудь 18—20 тыс. лет. Вулканы, выросшие в ходе извержений исторического времени, за несколько лет достигают высоты несколько сот метров и несколько километров в диаметре (Анак-Кракатау, купола Шивелуча, Новый на вулкане Безымянном, вулкан Парикутин и т. д.). Накопление это не компенсируется прогибанием. Следовательно, каждый вулкан — это яркий пример перекомпенсированного накопления. В той же мере это относится и к вулканическим поясам, представляющим собой гряду, образованную слившимися основаниями вулканов.

2. Значительная устойчивость вулканогенных, в частности, существенно лавовых, толщ по отношению к эрозии. Так, нижне-среднечетвертичные вулканы Камчатки в значительной мере расчленены эрозией и сохраняются в виде гребней, располагающихся звездообразно вокруг центров извержения. Однако гребни останцев полностью сохраняют первичную поверхность вулканической постройки (вулканы Ипелька, Кетепана, Уксичан и др.). Миоцен-плиоценовые вулканические хребты прекрасно выражены в рельефе Камчатки в районе Козыревско-Быстринской системы поднятий и на южных склонах Южно-Быстринского хребта, Х. Куно и К. Яги (Куно, 1962) упоминают о плиоценовых и даже миоценовых вулканах Японии, выраженных в современном рельефе.

Все это свидетельствует о том, что, по крайней мере, на протяжении конца (а возможно, и всего) неогена и четвертичного времени аккумулятивные вулканические толщи достаточно устойчивы по отношению к эрозии, чтобы сохраниться в виде значительных по масштабам положительных форм.

3. На ранних и средних стадиях развития гипсометрический уровень вулканических поясов обрамления океана и еще дальше — в поясах центральной части океанических впадин зачастую ниже уровня интенсивного воздействия эрозионных процессов. Развитие в этих условиях определяет прекрасную сохранность аккумулятивных форм на протяжении геологически длительного времени.

4. Другой постоянно действующий фактор, определяющий сохранность рельефа, — сильная дифференцированность тектонических движений в подвижных поясах. Учитывая приуроченность вулканических проявлений к зонам отстающего поднятия, можно говорить о создании в пределах вулканических поясов дополнительного пространства, способствующего сохранению вулканических толщ. Классический пример роли вулканической перекомпенсации в формировании тектонических форм — структуры срединно-океанических хребтов. Данные океанологических исследований, и особенно геологических работ на единственном доступном прямому наблюдению участке срединно-океанических хребтов — Исландии, показали, что они в значительной мере представляют собой аккумулятивные вулканические хребты, образовавшиеся на фоне линейного вздутия мантии. Другим примером перекомпенсированного развития структур может служить Гавайский хребет, образованный грядой слившихся основаниями вулканических аппаратов.

В главе III говорилось о том, что биклиальные пояса островных дуг нормального типа, к которым приурочены проявления вулканизма неоген-четвертичного времени, носят четко выраженный перекомпенсированный характер. На Камчатке в основании Авачинской группы вулканов проходит хребет, сложенный вулканическими породами плиоцена — нижнечетвертичного времени. Хребет заполняет грабен в меловых отложениях глубиной до 1500 м и поднимается до высоты +1000 м, образуя положительную форму рельефа (Штейнберг, 1966). Расположенные на этой аккумулятивной гряде вулканы Авачинской группы делают еще более разительной картину перекомпенсированного развития. Судя по материалам Н. Модриньяка и Е. Стадта (Modriniak and Studt, 1959) и Дж. Хили (Healy, 1964), такую же структуру имеет грабен Таупо в Нов. Зеландии — подошва четвертичных вулканических толщ опущена на глубину до 3400 м, в то время как аккумулятивные постройки вулканов имеют высоту до +3000 м. К тому же выводу приводит и анализ геологической карты Кюсю, в частности на участке от вулкана Унзен до вулканической группы Куджу.

Таким образом, на всех стадиях развития структуры можно говорить о едином перекомпенсированном типе соотношения накопления вулканических пород с тектоническим движением. Учет этого фактора может внести много нового в анализ морфологии структур и развития древних вулканических поясов. Можно сослаться, в частности, на работы Г. Ф. Червяковского (1964), установившего аккумулятивный характер силур-девонских вулканических хребтов Южного Урала, ранее трактовавшихся как ядра антиклинальных структур. При последующем погружении такого рода хребты могут выступать в качестве положительных форм подводного рельефа, определять положение зон пониженной мощности осадков и тем создавать ложное впечатление инверсии в развитии структуры.

В условиях платформенного развития длительному сохранению в рельефе вулканических форм способствует также малая интенсивность движений и очень малая скорость эрозии. Возможно, действием именно этого фактора объясняется образование гор Путорана, возникших в районе максимальной мощности лавовых толщ тунгусской серии. В ходе формирования вулкана накопление материала идет неравномерно. Перекомпенсация достигает максимума в единичных вулканических аппаратах. Со временем вулканы, высящиеся над рельефом, эродированы и происходит перераспределение материала — вынос его с вершинных частей построек в зону подножия. Этот процесс выравнивает уровень аккумулятивной вулканической гряды.

Мощным фактором выравнивания рельефа вулканических поясов является также массовый вулканизм: трещинные излияния базальтовых лав или мощные выбросы кислой пирокластики. Продукты такого рода вспышек вулканической активности широко распространяются по площади, заполняя все понижения рельефа, т. е. наряду с эрозионными факторами выравнивания в вулканических поясах действуют факторы эндогенные, приводящие в итоге к тому же результату. Отдельные вулканы, смыкающиеся подножиями, при этом трансформируются в вулканогенную толщу.

Остановимся на вопросе о пределе перекомпенсации, т. е. предельной высоте аккумулятивных вулканических гряд, образующихся в процессе накопления и последующего перераспределения вулканогенного материала. Вершинный уровень такого рода гряд в зонах верхнеогенового нижнечетвертичного вулканизма, сохраняющий во многих случаях первичную поверхность растекания лав, точно соответствует высоте водораздельных поверхностей в смежных горст-антиклинальных поясах, образованных дислоцированными комплексами донеогеновых отложений. Так, неоген-нижнечетвертичный вулканический пояс Козыревского хребта примыкает по разлому (Диагональный шов Камчатки) к Малкинскому своду, образованному метаморфитами и кремнисто-вулканогенными толщами Cr_2 . При этом уровень водоразделов имеет единые высотные отметки. Кровля неоген-нижнечетвертичных толщ, слагающих хр. Тумрок, тоже сохраняет черты первичной поверхности растекания лав. Уровень высот выходов этой кровли, т. е. уровень абсолютных отметок водораздела хребта, равен уровню водораздельных гребней смежных горст-антиклиналей хр. Валагинского и Кумроч, образованных дислоцированными толщами верхнего мела — палеогена. Аналогичная картина наблюдается на Южной Камчатке, Курилах и в других районах. Во всех этих случаях имеет место не компенсационное заполнение впадин, а создание аккумулятивных гряд вулканического рельефа, пределом роста которых является уровень поднятия горст-антиклинальных поясов. Накопление аккумулятивных вулканических толщ здесь играет ту же роль, что и тектонический процесс поднятия, и уровень форм рельефа, создаваемый обоими процессами, однотипен.

Для понимания тенденций развития вулканических поясов важное значение имеет тип связанного с ними поля тяжести. Из приведенных примеров (Япония, Нов. Зеландия, Камчатка, Курилы) видно, что оно везде практически однотипно. Обычны слабо отрицательные или небольшие положительные аномалии силы тяжести, много меньше интенсивных положительных аномалий, типичных для смежных зон невулканических геоантиклинальных поясов. Такой характер поля силы тяжести резко отличен от обычного для альпийских орогенических поясов, где наблюдаются интенсивные положительные аномалии. Пониженные значения силы тяжести в вулканических поясах трактуются многими авторами как результат разуплотнения вещества верхней мантии в их пределах (Eiby, 1964; Pakiser, 1960). Подчеркнем, однако, что вне зависимости от трактовки природы этого явления оно свидетельствует о том, что изостатическое равновесие здесь нарушено и, соответственно, следует ожидать интенсивного воздымания этих зон или последующего накопления аккумулятивных вулканогенных гряд.

Интересно в этом отношении проследить эволюцию зон неогенового вулканизма. Примером может служить Козыревско-Быстринская зона поднятий в северной части Срединного хр. Камчатки. Показано, что в миоцене и плиоцене эта структура была зоной активного вулканизма, формировавшейся на фоне растущего поднятия и игравшей роль внутренней вулканической островной дуги. Зона сравнительно узка, ее ширина не превышает 50 км. К востоку и западу вулканогенные толщи миоцена и плиоцена фациально замещаются разновозрастными осадочными отложениями (Ротман, 1963б; Эрлих, Ермаков, 1964). Линейный свод, вдоль которого располагаются вулканические аппараты, приурочен к осевой части прогиба, ограниченного с краев поднятиями. На востоке таким поднятием является внешняя невулканическая дуга. Как показывает фациальный анализ, по крайней мере с конца миоцена в качестве невулканической внешней дуги выступает цепь островов, сформировавшихся на месте современного Восточного хр. Западный край прогиба в миоцене совпадает с краем Охотской платформы, а в плиоцене с Тигильско-Паланской системой сводов. В нижнечетвертичное время вулканизм в рассматриваемой зоне полностью завершается. Она окончательно формируется как чисто тектонический Козыревско-Быстринский свод. Эта структура разделила надвое северную часть депрессии и привела к формированию двух новых структур — грабен-синклинали Срединного хр. и Центральной Камчатской депрессии в ее современном виде. Одновременно или даже чуть позднее в этих вновь образовавшихся структурах заложились новые вулканические зоны. Как известно, четвертичные вулканы зоны Срединного хр., располагающиеся к западу от Козыревско-Быстринской системы сводов, имеют средне-верхнечетвертичный и современный возраст, нижнечетвертичные вулканы здесь отсутствуют. Последними исследованиями (Эрлих, Ермаков, 1964) доказано отсутствие нижнечетвертичных эффузивов в фундаменте Ключевской группы вулканов. Таким образом, время образования грабен-синклинали и заложения в ее пределах вулканических аппаратов практически совпадает.

Окончательное формирование Козыревско-Быстринской системы сводов, отмирание вулканизма в пределах этой структуры и возникновение двух новых грабен-синклиналей и сопутствующих им вулканических зон — существенный этап эволюции геологического строения

и вулканизма Камчатки. С этого времени перестает существовать четко выраженная зональность, характерная для систем островных дуг: внешняя дуга — внутренняя дуга — тыловой прогиб. Вместо этого появляется эшелонированная система грабен-синклиналей с широко развитым в их пределах вулканизмом и невулканических зон горст-антиклиналей. Одновременно структура и вулканизм Камчатки приобретают все характерные черты, отличающие их от нормальной островной дуги.

Аналогичное преобразование переживают структуры вулканических поясов Северо-Восточного Хонсю и Кюсю: на границе плиоцена и четвертичного времени происходит воздымание неогеновой вулканической зоны и отмирание вулканизма на ее территории. После этого на флангах поднятия закладываются две новые зоны вулканизма: на Хонсю — Назу и Чокаи, на Кюсю — Киришима и Унзен-Куджу.

Другим типом преобразования неогеновых вулканических поясов в четвертичное время является их телескопирование. При этом новая фаза погружения захватывает лишь узкую центральную часть неогенового вулканического пояса, а его краевые участки испытывают воздымание до уровня окружающих поднятий. Так развивалась структура грабен-синклиналей Южной и Восточной Камчатки.

Оба типа преобразования структуры неогеновых вулканических поясов в четвертичное время отображены на рис. 53. Общее уравнивание высот свидетельствует о восстановлении изостатического равновесия, хотя, если учесть принцип перекомпенсированного накопления вулканических толщ, можно заключить, что амплитуда воздымания в пределах обоих типов структур резко различна.

Таким образом, накопление вулканических толщ, с одной стороны, вызывает компенсационное прогибание территории вулканического пояса, а с другой, приводит к формированию аккумулятивных хребтов. Процесс формирования таких структур является аналогом тектонического поднятия, как по конечной морфологии образующихся гряд, так и по их высоте. Из приведенного в предыдущих главах материала видно, что в зонах некомпенсированного погружения (глубоководные желобы, тыловые прогибы, отдельные типы межгорных впадин) и в зонах интенсивно растущего поднятия проявления вулканизма, как правило, отсутствуют. Более того, в самих вулканических поясах интенсивное воздымание структуры отмечается лишь после прекращения в ее пределах вулканической активности. Можно заключить, что появление вулканов знаменует инверсию прогиба, выражающуюся в интенсивном поступлении на поверхность глубинного (вулканического) материала и перекомпенсированном его накоплении в зоне опускания. Так возникают аккумулятивные структуры вулканических хребтов, являющиеся отражением специфической формы поднятия при прямом поступлении глубинного материала на поверхность.

Закономерности структурного размещения вулканических центров

При общей связи локализации вулканических поясов с основными разломами, определяющими поперечную зональность тектонических систем рассмотренных типов, отмечается полное отсутствие вулканов вдоль этих разломов (сброс вдоль восточной границы Центральной Камчатской депрессии, Филиппинский разлом, сброс Каингароа в зоне Таупо, разломы ограничения рифта Семангко). Это подтверждает закономерность, отмеченную ранее А. Е. Святловским (1960). Активные перемещения по разломам фундамента, контролирующим распределение вулканических центров, в момент вулканизма отсутствуют. В то же время вулканы всегда занимают совершенно закономерное положение в системе оперяющих зон, связанных с основными разломами. Крупные вулканические центры Южной Камчатки (Ксудач, Асача, Ходутка, Горелый, Мутновский, Вилучинская сопка) тесно связаны с зонами сдвигов широтного и северо-восток-восточного простирания, смещающих разлом, который ограничивает поднятия Берегового хр. Здесь же можно видеть еще более сложную связь: кальдера Курильского оз., Ильинский и Желтовский вулканы образуют цепь, расположенную по оси грабена северо-восточного простирания, совпадающего с зоной глубинного сдвига, который смещает основной разлом. В то же время все центры эрупции в этом грабене располагаются на линиях широтного простирания, соответствующих трещинам скола по отношению к ограничивающим грабен сбросам (см. рис. 3). Вулканы Ключевской группы вытянуты вдоль оси, продолжающей

простирается грабена р. Шапиной, т. е. вдоль системы трещин обрыва, образовавшихся при движениях в пределах Восточного хр. и оперяющих по отношению к ограничивающему его разлому. Вулканы зоны Срединного хр. образуют линейные ряды, располагающиеся под углом 30° к основному разлому, ограничивающему западный борт Козыревско-Быстринской системы сводов. Вулканы зоны Назу расположены рядами вдоль линий широтных сколов при общем меридиональном простираении зоны. Зона Унзен-Куджу на о-ве Кюсю имеет северо-восточное простираение, и в то же время крупнейшие вулканические центры в ее пределах, такие как Унзен и Асо, вытянуты в широтном направлении. Вулканы Суматры,

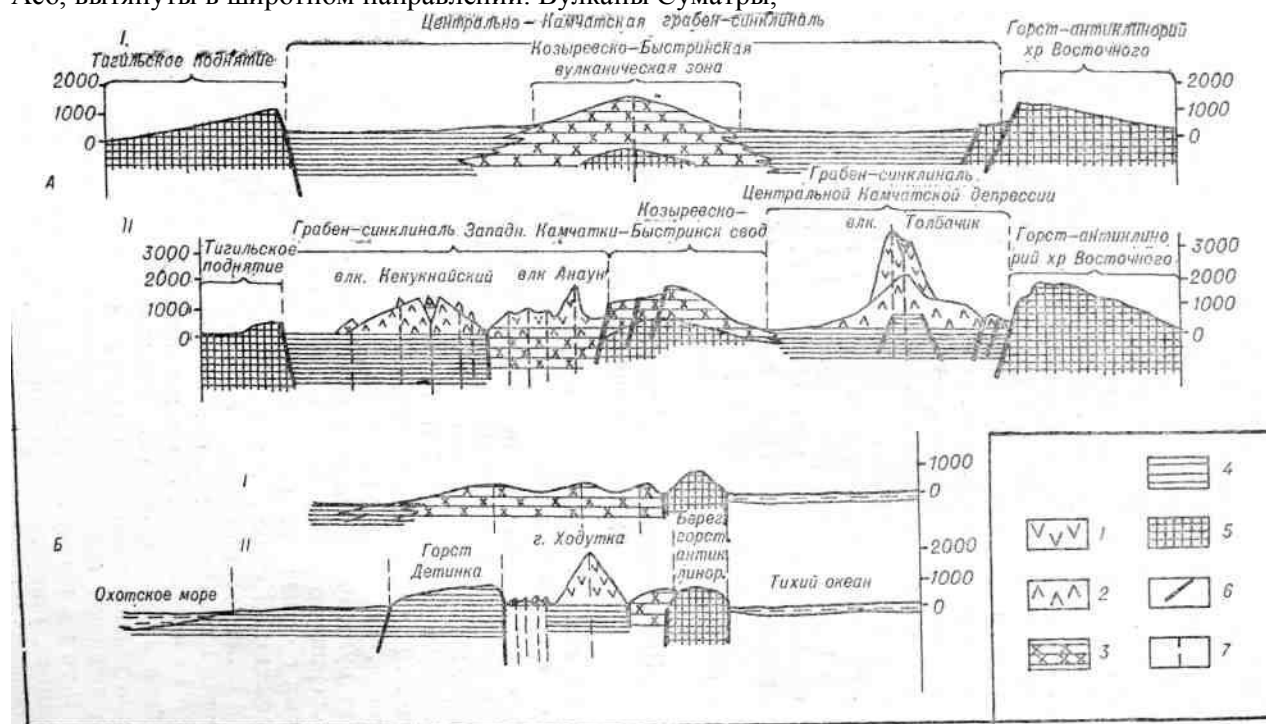


Рис. 53. Разрезы, иллюстрирующие развитие структуры вулканических поясов Камчатки.

А — развитие Центрально-Камчатской грабен-синклинали; Б — развитие грабен-синклинали Южной Камчатки. I — поперечный разрез структуры плиоцен-нижнечетвертичного времени; II — поперечный разрез современной структуры. 1 — верхнечетвертичные и современные вулканогенные образования; 2 — ниже- и среднечетвертичные вулканогенные образования; 3 — плиоцен-нижнечетвертичные вулканогенные образования (алнейский комплекс); 4 — плиоцен-нижне-четвертичные осадочные отложения — фациальные аналоги алнейского комплекса; 5, — комплекс дислоцированных «доалнейских» отложений; 6 — дизъюнктивные нарушения; 7 — подводные каналы вулканических аппаратов.

располагающиеся вдоль рифта Семангко (простирается северо-западное), образуют, как правило, ряды широтного простираения, соответствующие положению оперяющих трещин свола. На Яве при общем широтном простираении контролирующего вулканы грабена ряды вулканических построек ориентированы в северо-западном направлении.

Вулканы островных дуг (рис. 22, 28, 29, 32) расположены в виде эшелонированных рядов. Простирается рядов ориентировано под острым (30°) углом к простираению дуги, и каждый ряд занимает положение, отвечающее трещинам отрыва, разделяющим поднятые блоки дочетвертичного фундамента (складки волочения). Аналогичную роль в распределении вулканов играют и зоны поперечных разломов, имеющих (см. главу IV) природу левого сдвига. Так, вулканы Бол. и Мал. Удины сопки, Плоский и Острый Толбачик расположены вдоль разлома северо-западного простираения. Однако они образуют две группы (Бол. и Мал. Удины, Плоский и Острый Толбачики), каждая из которых имеет широтную ориентировку и примыкает к основному северо-западному разлому. С разломом северо-западного простираения связано положение вулкана Шивелуч в Центральной Камчатской депрессии, ряда Козельский вулкан — Авачинская и Корякская сопки на Восточной Камчатке. И в этих случаях основной разлом находится несколько в стороне от ряда вулканов, и каждый вулканический аппарат располагается на трещинах оперения основного разлома.

Выявляется общая закономерность локализации вулканов и вулканических групп — они располагаются на трещинах отрыва, оперяющих по отношению к основной системе разломов

островных дуг и близких к ним тектонических систем. Вывод о связи вулканов с трещинами отрыва близок к заключению А. Е. Святловского (1967) о приуроченности вулканов к трещинам растяжения. Однако не приходится, как делает А. Е. Святловский, говорить об особой «вулканической» природе этих разломов — они четко увязываются с движениями по основной системе глубинных нарушений.

Отмеченная закономерность уточняет и два других положения. Во-первых, можно уточнить природу «вулканических разломов» — линий, контролирующих ряды вулканических построек, о которых говорили А. Н. Заварицкий (1950) и другие авторы. Из приведенных данных следует, что бесполезно было бы искать под такими рядами единую зону разлома — в каждом случае наблюдается цепочка изолированных трещин, каждая из которых используется подводящим каналом вулкана. Основной же разлом всегда располагается в стороне от вулканического ряда. Во-вторых, можно уточнить вывод, сделанный Г. С. Штейнбергом (1966), о приуроченности вулканических поясов к перегибам поверхности М. При знакомстве с этой работой возникал ряд вопросов: 1) почему вулканы локализуются вдоль одних перегибов поверхности М и не локализуются вдоль других; 2) почему в ряде случаев вулканы не связаны с такими перегибами и 3) почему при общей вытянутости вулканов вдоль флексуры поверхности М они отодвинуты от линии флексуры. Теперь можно сформулировать ответ: вулканические пояса островных дуг локализуются вдоль тех разломов глубокого заложения (связаны они с перегибом поверхности М или нет), вдоль которых отмечаются горизонтальные перемещения типа глубинного сдвига. Так как отдельные вулканы располагаются не на линии основного разлома, а вдоль оперяющих его трещинных зон, вулканический пояс прилегает к такому разлому, но вулканы всегда отодвинуты от него.

Наконец, вывод о положении вулканов на оперяющей системе трещин отрыва объясняет и давно отмеченную закономерность — правильные расстояния между крупными вулканическими центрами и рядами вулканов. По предложенной схеме она объясняется нормальной при сдвиговой тектонике правильностью повторения расстояний между оперяющими трещинами. Правильное чередование на крыльях сдвигов зон сжатия и зон растяжения создает правильное чередование «вулканических» и «невулканических» блоков.

В зависимости от типа структурной обстановки в коре можно выделить три резко различных типа вулканических центров.

1. Трещинные и ареальные излияния. Аппараты извержения локализуются вдоль трещин растяжения, так что подводящий канал группы линейно расположенных мелких лавовых вулканов и шлаковых конусов почти вплоть до поверхности представляет собой дайку.

2. Линейные ряды стратовулканов. Извержения связаны с центральными каналами цилиндрической формы, локализующимися вдоль линейной системы изолированных трещинных зон фундамента. Связь между отдельными каналами отсутствует.

3. Изолированные вулканические центры. Центры локализованы на пересечении ослабленных зон фундамента. О линейном расположении вулканов здесь можно говорить лишь в очень отдаленном приближении. Проявления региональной линейной тектоники на поверхности практически не выражены. Основным фактором распределения каналов извержений в пределах таких центров являются структурные формы, генерируемые поднимающейся магмой. С такими центрами обычно связаны крупные вулкано-тектонические депрессии.

Отмечается, что характер и интенсивность структурообразования, проходящего под воздействием поднимающейся магмы, находится в прямой зависимости от перечисленных типов локализации вулканов.

Так, трещинным вулканическим зонам, формирующимся в условиях интенсивного регионального растяжения, не отвечают какие-либо формы вулкано-тектонических структур. Стратовулканам, связанным изолированными подводящими каналами, локализованными вдоль региональных ослабленных зон, отвечают системы радиальных даек, реже — кольцевые системы даек, секторные грабены и кальдеры гавайского типа. Изолированным вулканическим центрам и группам центров, связанным с промежуточными питающими очагами и расположенным вне тектонически активных региональных зон, отвечают куполообразные структуры и телескопированные системы тектонических депрессий.

Подобные соотношения представляются естественными, так как и движения земной коры, и вулканизм выражают результат преобразований энергии подкорковых процессов, функцией от которых является и вулканизм, и тектоника. Соответственно, интенсивное развитие одного из этих процессов предопределяет нехватку энергии для другого.

Вулканизм и глубинная тектоника

Приуроченность вулканических поясов к зонам растяжения в тыловом крыле основных разломов земной коры обуславливает не только проникновение здесь на поверхность магматических расплавов, но и интенсивную дегазацию мантии. Это проявляется в двух взаимосвязанных формах. Прежде всего, общее резкое возрастание величины теплового потока. Б. Г. Поляк (1966) отмечает, что кондуктивный поток тепла в вулканических районах Камчатки в два раза выше той же величины в смежных структурных зонах. Аналогичные данные получены для Японии (Ueda, Horai, 1964). Величины теплового потока в вулканических зонах и смежных поясах геоантиклинальных поднятий фронтальной зоны приведены на рис. 54. Вторая форма того же процесса – многочисленные источники термальных вод, локализующиеся в пределах вулканических поясов. Следствием общего прогрева и воздействия термальных вод в вулканических областях является широкое развитие в них регионального термального метаморфизма. Принципиальная возможность этого процесса показана Х. Такеучи и С. Уеда (Takeuchi and Ueda, 1965). В поверхностных зонах он имеет форму преимущественно гидротермального метаморфизма и распространяется локально, близ зон современных гидротерм. На глубине температуры и размах этого процесса резко возрастают, и он захватывает всю ширину вулканической зоны. Сопоставление с древними (верхнемезозойскими) метаморфитами рассматриваемых районов, сформировавшимися в сходной обстановке и выведенными ныне на дневную поверхность, показывает, что уровень термального метаморфизма корневых зон вулканических поясов соответствует наиболее высоким гранулитовым фациям. Различия Р—Т-условий в корневых зонах внешних геоантиклинальных поясов (высокое динамическое давление и низкий тепловой поток) и вулканических зон (низкое динамическое давление и высокий тепловой поток) позволяют говорить о том, что в нижних горизонтах земной коры островных дуг и близких к ним тектонических систем существует та самая парная система зон метаморфизма, которая характерна для толщ их фундамента (см. главы I, II). Эта точка зрения близка к гипотезе, высказанной Х. Хаттори (Hattori, 1968). Разница состоит в том, что он связывал метаморфизм высоких давлений внешней зоны с глубоким геосинклинальным погружением толщ в желобах, что создавало определенные трудности в увязке наблюдаемых фактов. Как показано выше, создание пояса высоких давлений не связано с глубиной погружения (т. е. не имеет литостатическую природу), а является следствием общего динамического сжатия в пределах сейсмофокальных зон.

Чрезвычайно интересен вопрос о соотношении вулканизма с сейсмичностью. После установления обособления вулканов от зоны сгущения эпицентров, приуроченности их к тыловой части сейсмофокальной зоны была высказана гипотеза о парагенетической, но постоянной связи сейсмических и вулканических поясов. Утверждается, что андезитовый вулканизм связан с очагами землетрясений промежуточных глубин (100—150 км). Дальше других исследователей пошел Х. Куно (Kuno, 1959), который, рассмотрев вопрос о взаимоотношении вулканизма и сейсмичности Японии, высказал гипотезу о зависимости типа базальтовой магмы от глубины землетрясений. По его представлениям, глубина расположения очагов землетрясений под вулканическим поясом отражает глубину зоны генерации магмы.

Укажем также на работу А. В. Горячева (1966). Он сопоставляет частоту и энергию землетрясений с количеством и энергией извержений вулканов различных районов Курило-Камчатской гряды за идентичное время и приходит к выводу об обратно пропорциональном их соотношении. В частности, он обращает внимание на то, что вулканы Центральной группы Курильских о-вов наиболее активны за последнее столетие, но сейсмическая активность в этом районе минимальна.

А. Е. Святловский (1967) выделяет два различных и зачастую сопряженных типа подвижных поясов — сейсмотектонические, в пределах которых концентрируются мелкофокусные землетрясения, и вулканические, где землетрясения редки. Очаги их располагаются на средних и значительных глубинах. Соответственно он отрицает единую генетическую природу сейсмофокальной зоны, признавая, однако, парагенетическую связь вулканизма с землетрясениями с промежуточной глубиной очага.

Решение этой проблемы требует точных количественных исследований по корреляции энергии и времени вулканических извержений и землетрясений для значительного числа районов и за достаточно длительный период. Представляется, что непродолжительность срока систематических сейсмологических исследований, неполнота данных об извержениях вулканов и отсутствие критериев оценки их энергии не позволяют провести сейчас такую работу. Тем не менее, можно указать на ряд фактов, свидетельствующих о том, что проблема эта далеко не так

проста, как рисуется в свете приведенных гипотез. Прежде всего, наличие сейсмофокальной зоны не подразумевает обязательного наличия вулканического пояса, и наоборот. Так, если фокальная зона протягивается вдоль всей Алеутской гряды, то вулканы группируются лишь в восточной части этого структурного пояса. В пределах дуги Тонга-Кермадек известные вулканические аппараты группируются в северной части пояса, в то время как на протяжении более 200 км они отсутствуют при неизменном характере сейсмофокальной зоны. Из работы Г. Герта о геологии Анд (Герт, 1959) следует, что вулканы располагаются здесь в трех изолированных районах:

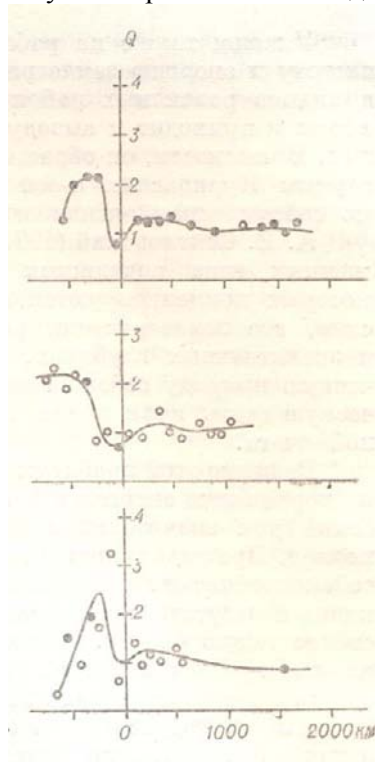


Рис. 54. Распределение теплового потока в островных дугах и близких к ним тектонических системах (по Hotta, 19706): I — Курильская дуга, II — Япония, III — Бонин. По горизонтальной оси указаны расстояния от оси желоба.

1) Колумбии и Эквадоре, 2) Южном Перу и Северном Чили и 3) Среднем и Южном Чили. Очаги же землетрясений с промежуточной глубиной протягиваются вдоль всей горной системы Анд.

Обратная картина — наличие вулканических поясов в зонах отсутствия землетрясений, связанных с сейсмофокальной зоной — становится особенно очевидной, если принять весьма вероятную гипотезу о том, что сейсмофокальные зоны не изменяли существенно своей длины за четвертичное время или, по крайней мере, за голоцен. Прежде всего, обращает на себя внимание отсутствие землетрясений с промежуточной и большой глубиной очагов на всем протяжении от Мексики до Аляски, включая районы мощной четвертичной вулканической активности на Западе США; последнее извержение на вулкане Лассен-Пик произошло, как известно, в 1915 г. Пояс голоценовых вулканов Срединного хр. Камчатки протягивается на 150 км севернее окончания Курило-Камчатской сейсмофокальной зоны. Вулканическая активность исчезает здесь лишь в последние сотни лет. Если же учесть все проявления четвертичного вулканизма, то протяженность вулканического пояса превышает длину сейсмофокальной зоны более чем на 700 км. Вулканические районы Короманделя, Окленда и г. Эгмонт на Северном о-ве Нов. Зеландии, где последние извержения наблюдались 300—400 лет назад, асейсмичны. Тем более это относится к районам четвертичного вулканизма на п-ове Банкс в восточной части Южного о-ва.

Несовпадения положения сейсмофокальной зоны и вулканических поясов, как видим, вполне достаточно, чтобы отрицать их сопряженность и наличие парагенетической связи между ними. К этому следует добавить резкие различия глубины землетрясений в вулканических зонах, характеризующихся однотипными вулканическими продуктами. Рассмотрим связь глубинных землетрясений с типом базальтов и глубиной и характером дифференциации.

На Южной Камчатке характер базальтов не изменяется по всей ширине вулканической

зоны, а глубина очагов землетрясений изменяется от 60 км в восточной части до 250 км в западной части вулканического пояса. Высокоглиноземистые базальты, которые, по данным Х. Куно, образуются при землетрясениях с глубиной очага более 150 км, имеются на Гавайях, где глубина землетрясений не превышает 60 км, в Центральной группе Курильских о-вов (глубина землетрясений 180 км), на Западном Хоккайдо (глубина землетрясений 200 км) и в зоне Таупо, где она достигает 250—300 км. Щелочные трахибазальты образуются в континентальной части Азии, в районах, где глубина землетрясений первые десятки километров (Масайтис, 1966). Одновременно здесь имеются районы развития нормальных известково-щелочных базальтовых пород. Исследования Ю. Волленберга показали, что в районе Центральной рифтовой зоны Африки, близ вулканов Вирунга, дающих трахибазальтовые лавы, а также в районах оз. Киву и Увира глубина очагов землетрясений (по предварительным данным) 26,5, 11,5 и 26,3 км, соответственно. В то же время в районах развития щелочных провинций в тыловых зонах вулканических поясов глубина очагов землетрясений 250—300 км. Все это полностью опровергает гипотезу Х. Куно о зависимости типа базальтов от глубины землетрясений.

Так же и степень дифференцированности вулканических пород не связана с глубиной очага землетрясения. Достаточно упомянуть вулкан Эгмонт, находящийся в асейсмичной зоне, и вулкан о. Уайт, где глубина землетрясений достигает 350 км, — оба они действующие, и оба дают андезитовые лавы. Другими словами, всюду в зоне одинаковой глубины гипоцентров располагаются любые типы вулканов — от чисто базальтовых до андезитовых и кислых.

Все приведенные примеры относятся, однако, к общей характеристике сейсмичности вулканических районов. Исследование же вопроса о связи характера вулканизма с глубиной землетрясений требует специальных исследований и точных конкретных данных, в частности о расположении вулкана в момент извержения. Такие данные пока практически отсутствуют.

Сейсмофокальные зоны создают благоприятные тектонические условия для локализации вулканических поясов и вулканов, однако прямой связи между сейсмичностью и вулканизмом, по всей видимости, нет — она опосредована через серию промежуточных явлений. Кроме того, линии основных разломов, вдоль которых располагаются проявления вулканизма, не обязательно связаны с сейсмофокальными зонами. Достаточно, чтобы такие разломы имели глубокое заложение и создавали близ себя сеть трещин растяжения, на которых и будут располагаться вулканы. Примеры такого типа локализации вулканов мы видим в рифтовых зонах, пересекающих континенты, на срединно-океанических и внутриокеанических хребтах (типа Гавайского), в Тихоокеанском подвижном поясе — в Антарктическом поясе вулканов, поле базальтового вулканизма Канады, андезитовом поясе Каскадных гор и других вулканических районах Запада США.

Суммируя сказанное, можно отметить, что вулканические пояса располагаются вдоль всячего, тылового крыла глубинных разломов, имеющих надвигово-сдвиговую природу в зоне, соответствующей отстающей волне поднятий (относительного погружения), морфологически проявляющейся в виде грабен-синклинальных структур. Концентрация вулканизма приводит к накоплению в грабен-синклиналях мощных лавово-пирокластических толщ и вызывает дополнительную компенсационную просадку этих структур. Вулканические центры и группы располагаются на трещинах скола, оперяющих основной разлом или секущие поперечные разломы, также имеющие сдвиговую компоненту. Перекомпенсированное накопление вулканических толщ в грабен-синклиналях создает аккумулятивные хребты над зоной погружения и определяет тем самым биклиальное строение грабен-синклинальных структур. Пределом аккумулятивного накопления служит высота окружающих горных систем. По достижении этого предела вулканизм отмирает, и на месте вулканического пояса образуется поднятие.

Не менее существенными представляются вопросы обратного воздействия: трансформации структуры в результате интенсивного и направленного развития в ее пределах вулканизма. В общей форме это влияние всегда признавалось, но характер такого обратного взаимодействия рассматривался недостаточно. Последняя попытка построения модели этого процесса принадлежит А. Рингвуду и Д. Грину (Петрология верхней мантии, 1968). Согласно их точке зрения, значительные массы базальтов, излившиеся на первой стадии развития геосинклинали, погружаются ниже границы кора — мантия. При этом базальты переходят в эклогиты. Следствием фазового перехода является гравитационная неустойчивость, вызывающая дальнейшее погружение. Вторичное парциальное плавление эклогитов в верхней мантии приводит к андезитовому вулканизму. Однако модель эта противоречит приведенным геологическим данным — никакого глубокого погружения, предшествующего стадии островных дуг, тем более погружения ниже поверхности М, не наблюдается. Напротив, отмечается общее воздымание

комплексов фундамента, весьма разнородных по своей природе.

Изменение тектонического режима при переходе от одной стадии тектонического развития к другой сопровождается резким изменением скорости выплавки магматического материала из верхней мантии, изменением его состава и степени дифференциации магмы и интенсивности вулканических процессов. Это сказывается в изменении количества вулканических центров на единицу длины вулканического пояса, объема вулканов, скорости протекания и количества циклов, химизма базальтов, степени дифференциации вулканических серий. От тектонических систем типа Бонин к тектоническим системам типа Камчатки отмечается последовательное возрастание интенсивности вулканизма, свидетельствующее о прогрессирующей интенсификации выплавки магматического материала из мантии. Направленно изменяется в этом ряду подвижных тектонических систем и химизм вулканических пород: отмечается переход от толеитов к высокоглиноземистым базальтам (ряд Куно) и от серий чисто базальтовых к базальт-андезитовым и широкому развитию кислого вулканизма. Параллельно изменяется величина поднятия тектонических систем: амплитуда поднятия оказывается наиболее чутким критерием стадии тектонического развития. Такая связь может быть объяснена масштабами магмообразования. Действительно, переход в расплав части вещества верхней мантии, т. е. фазовый переход, связанный с выплавкой магматического материала, сопровождается увеличением объема, достигающим 20% объема перешедшего в расплав материала (Шейнманн, 1969). Это явление объясняет, по-видимому, и отмеченный в главе IV факт, что преобразование структуры при переходе ее от одной стадии тектонического развития к другой предваряется общим воздыманием всей территории подвижной тектонической системы.

Существуют предельные значения амплитуды и скорости воздымания территории подвижных тектонических систем, при достижении которых вулканизм в их пределах прекращается. Так, если при эволюции тектонических систем от типа Бонин к типу Камчатки отмечается общая параллельность воздымания тектонических систем и нарастание интенсивности вулканизма, то при переходе к тектоническим системам типа Тайваня эта картина резко изменяется. На этом этапе поднятие охватывает всю территорию тектонической системы, скорость его, как мы видели, очень велика, интенсивность же вулканизма резко падает, а затем он прекращается.

С другой стороны, направленная эволюция вулканизма, массовый вынос на поверхность межпоровой силикатной жидкости из слоя пониженных скоростей в верхней мантии оказывают необратимое воздействие на дальнейшее развитие вулканизма и структуры. Под воздействием вулканических процессов происходит общее опускание территории вулканических поясов с образованием линейных грабенов и грабен-синклиналей и серий кольцевых вулканотектонических депрессий. Заполнение этих структур аккумулятивными продуктами вулканизма приводит к созданию в результате перекомпенсации хребтов, сложенных вулканогенными породами. Отмечена тенденция к замиранию вулканизма в момент, когда высота этих аккумулятивных структур достигает уровня смежных поднятий. Постепенное истощение зоны генерации магмы в ходе массовых извержений приводит в конечном итоге к ее эклогитизации и, таким образом, резкому увеличению жесткости структуры. В результате дифференцированный тектонический режим стадии раннего орогена сменяется эпохой общей консолидации.

С вулканизмом связана и динамика мощности земной коры. В последнее время получила широкое распространение гипотеза Е. К. Мархинина (1968), объясняющая рост мощности коры за счет поверхностного накопления и последующего перераспределения эрозией вулканических продуктов. В главе IV было показано, что на мощность коры во фронтальной зоне островных дуг процессы поверхностного накопления толщ не оказывают никакого влияния. Об этом убедительно свидетельствует резкое различие возраста, фациального состава и мощности выходящих здесь толщ при общем единообразии строения коры. В то же время процессы кислого вулканизма отражают чарнокитизацию верхних горизонтов мантии и нижних частей коры. Одновременно кора в целом «пропитывается» многочисленными интрузиями кислого состава. Эти данные свидетельствуют о том, что в тыловой части островных дуг и близких к ним тектонических систем в зоне, где локализуются вулканические пояса и развиты процессы высокотермального метаморфизма, происходит интенсивное нарастание коры «снизу», за счет преобразования верхов верхней мантии. В пользу этого предположения свидетельствует и концентрация большей части очагов землетрясений на границе раздела кора — мантия.

Неравномерный подъем изотерм температурного фронта приводит к образованию несогласных со структурой «метаморфических куполов» в нижних частях коры. Оно сопровождается образованием характерной трещинной зоны над куполами и насыщением ее

поднимающейся магмой. Быстрый подъем магм приводит к вскрытию кровли поднимающейся колонны, массовому выбросу пирокластики и последующей просадке района извержения. Остаточные порции расплава, насыщающего трещинную зону под куполом, продолжают устойчиво существовать в коре в виде интрузий — периферических магматических очагов. Таков предлагаемый механизм формирования покровов кислой пирокластики, кальдер и последующей фазы «посткальдерного вулканизма». Образование трещин при куполообразовании и представление не о едином очаге, а о серии интрузий, насыщающих трещинную зону, устраняет проблему пространства, необходимого для локализации интрузий в коре и просадки кровли. Представление же о «метаморфических куполах», подъеме изоград метаморфизма, секущих структуру вмещающих толщ, хорошо объясняет, почему редки купола в районе вулканотектонических депрессий.

В целом можно резюмировать, что если возникновение подвижных тектонических поясов рассмотренных типов, закономерности их пространственного распределения и пульсационный характер их развития предопределяются причинами планетарного порядка, то развитие их протекает по принципу саморегулирования, причем вулканизм играет роль регулятора.

Отмеченные закономерности эволюции тектонических систем и соответствующей ей эволюции вулканизма открывают возможность для прогнозирования изменения характера вулканизма в пределах тех или иных районов.

По всей видимости, в пределах тектонических систем островных дуг следует ожидать общей интенсификации вулканических процессов. На системах типа Бонин вероятно развитие андезитовых стратовулканов. На тектонических системах типа Курил можно ожидать, что общий процесс их воздымания будет сопровождаться мощными вулканическими извержениями взрывного типа, связанными с заложением в коре интрузий, и ареальными базальтовыми излияниями в тыловой части тектонических систем. На тектонических системах типа Камчатки можно ожидать общего затухания вулканических процессов. Однако в ходе этого затухания возможны единичные крупные извержения взрывного типа, связанные с продолжающейся жизнью очагов в коре, и спорадические излияния щелочных базальтоидов.

Приведенные материалы, по мнению автора, определенно показывают, что при анализе современного строения вулканических областей как нигде особенно необходим комплексный, пользуясь термином В. В. Белоусова, «геономический» подход, учитывающий традиционные вопросы структурной геологии, петрохимии, геохимии, геофизики. Этот и только этот подход может обеспечить правильное решение поставленных проблем.

Полученные серии взаимосвязанных дискретных характеристик стадий развития современных тектонических систем можно использовать для определения стадийности развития древних подвижных поясов. В первую очередь это относится к химизму базальтов и глубине дифференциации серий. Можно, по-видимому, сформулировать следующее общее положение: точно так же, как осадочные породы являются показателем географической среды их формирования, так и вулканические серии являются важнейшим показателем тектонических условий. В этом состоит основа применения полученных закономерностей на базе метода актуализма. Более того, используя взаимосвязь характеристик той или иной стадии тектонического развития, можно на основе приведенных материалов попытаться определить гипсометрический уровень структурообразования и характер сейсмичности подвижных тектонических систем геологического прошлого.

Э. И. Эрлих

ЭВОЛЮЦИЯ СОВРЕМЕННАЯ СТРУКТУРЫ И ВУЛКАНИЗМА ОСТРОВНЫХ ДУГ И БЛИЗКИХ К НИМ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ СИСТЕМ

Приведенный материал дает возможность заново рассмотреть общие вопросы тектоники и магматизма островных дуг. Среди них проблемы структуры и строения фундамента, на котором развиваются островные дуги, особенности динамики геологического развития на стадии, непосредственно предшествовавшей формированию островных дуг, типы глубинных разломов, основные признаки различных типов геотектонических систем, сходных с островными дугами, типы вулканотектонических депрессий.

На каком фундаменте развивались островные дуги

Важнейшая группа данных связана с «предостроводужной» стадией развития островных дуг и геотектонических систем типа Камчатки. При этом различаются два вопроса: о кристаллическом фундаменте, на котором развиваются островные дуги – его природе и возрасте и характере развития структуры территории островных дуг на стадии, непосредственно предшествовавшей формированию островных дуг, (как правило, в меловое и палеогеновое время). Меловые и палеогеновые отложения этой стадии обнажены в пределах геоантиклиналей внешних дуг (типа Малой Курильской гряды) или геоантиклинальных блоках систем типа Камчатки (полуострова восточного побережья, Восточный хребет, поднятые блоки на севере Срединного хребта, осевая часть Тигильской антиклинали),

Геологическая природа и возраст метаморфических комплексов Срединного хребта Камчатки и сходных с ними формаций других районов являлась предметом оживленных дискуссий. С одной стороны, доказывался древний (палеозойский или докембрийский) их возраст и принадлежность к кристаллическому фундаменту частей предполагаемых древних кратонных блоков (Охотия, Сино-корейский блок); с другой стороны, молодые радиометрические (калий-аргоновые) датировки метаморфических пород приводили к гипотезе о молодом возрасте пород (Лебедев, 1967, и др.). Этому вопросу посвящена обширная литература. Основные работы перечислены приводятся в нашем списке. Последняя по времени публикация (Лучицкая, Соловьев, Хоуриган, 2008) приводят датировки, выполненные уран-свинцовым методом по цирконам (U-Pb SHRIMP), среди которых различаются две группы: кампанские 80-78 Ма и эоценовые 52±2 Ма датировки. Датировки первой группы отражают гранитообразование и частичное плавление вещества аккреционной призмы Ачайваям-Валагинской дуги. Эоценовые граниты предположительно связаны с коллизией дуги и континентальной плиты.

Глубоко-метаморфизованные породы обнажаются на Камчатке в двух районах: в пределах срединнокамчатского выступа и в Ганальском хребте, а также выступах фундамента в Северо-восточной Камчатке (Хавывенская возвышенность, полуострова Озерной и Камчатского мыса). В срединнокамчатском и Ганальских выступах в основании залегают глубокометаморфизованные комплексы гранулитовой и амфиболитовой фации. Они образуют самостоятельный структурный ярус, уверенно относимый к докембрию. Циркон из гнейсов колпаковской свиты в районе водораздела Срединного хребта имеет возраст 1300 млн. лет (Кузьмин, Чухонин, 1983). Докембрийский возраст колпаковской свиты наиболее вероятен, поскольку кианит-силлиманитовые метаморфические породы Тихоокеанского пояса отмечаются только в докембрии. Таков же возраст метаморфических комплексов Японии (массивы Хида, Абакуми и Китаками, Minato et al., eds., 1965). В Новой Зеландии на Южном острове они отмечены в районах Констант и Фьордленд. На Ганальском выступе Pb-Pb датировки цирконов из кислых вулканитов дают значения 2.6-2.65 млрд. лет (Львов и др., 1985). Характер верхнего структурного яруса (малкинская серия) позволяет рассматривать его как чехол срединного массива .

Этот выступ подвергся метаморфизму, связанному с верхнемеловой фазой активизации (Шульдинер, Ханчук, Высоцкий, 1987).

Выступы фундамента районов северо-восточной Камчатки, как и в Ганальском хребте, представляют собой складчатые сооружения, но признаки сиалического основания здесь отсутствуют полностью. В Срединном и Ганальском хребтах выходы гнейсогранитного фундамента отличаются широким развитием позднемеловых и кайнозойских кислых магматических пород – гранитоидов, дацитов, риолитов, а также, что особенно важно, ксенолитов кислых магматических пород гнейсов и гранитоидов. Наоборот, в районах с достаточно обширными районами распространения выходов сланцебазитового фундамента продукты кислого вулканизма не встречаются, или встречаются редко и в незначительных объемах.

Глубинное сейсмическое зондирование показывает, что на Камчатке выделяются три типа петрофизических комплексов, из которых только два выходят на поверхность (Аносов и др., 1978). Первый представлен породами, в которых пластовые скорости сейсмических волн составляют 5.9-6.4 км/сек. Этот диапазон скоростей характерен для гранитоидов, гнейсов и кислых метаморфических пород различных фаций. Эти скорости зафиксированы в слое мощностью примерно 20 км под Срединным и Ганальским хребтами, т. е. как раз где перечисленные породы обнажаются на поверхности. Этот слой отождествляется с гранито-гнейсовым комплексом. Второй петрофизический тип представлен породами с пластовыми скоростями 6.6-6.7 км/сек, слагающими верхнюю часть консолидированной коры в районе Восточной Камчатки. Скорости определяют данный слой, как состоящий из метаморфизованных базальтов, граувакк и габброидов с возможной примесью гипербазитов. Именно эти породы и составляют сланцебазитовый комплекс северо-восточной Камчатки. Судя по сейсмическим разрезам, этот слой протягивается и в районы центральной Камчатки, где он, сильно утончаясь, подстилает гнейсо-гранитный слой. Третий петрофизический комплекс сложен породами с сейсмическими скоростями 7.1-7.2 км/сек. Судя по ксенолитам в выбросах вулканов, такими породами могут быть основные гранулиты и пироксеновые и оливиновые габброиды.

Породы представлены исключительно базальтовым и гипербазитовым комплексами. Сюда входят зеленые сланцы, амфиболиты, габброиды и гипербазиты. Зеленосланцевые породы Хавывенской возвышенности сопоставляются с комплексом Понтонейских гор, петрохимические особенности которых свидетельствуют о его океаническом происхождении. Океанический характер имеют также и амфиболиты, габброиды и гипербазиты полуострова Камчатского мыса. По-видимому, они представляют собой породы океанического дна, и залегающие на них вулканиты соответствуют самой ранней стадии эпикоеанической геосинклинали (Шульдинер, Ханчук, Высоцкий, 1987).

Тектонический режим этапа, предшествующего формированию островных дуг

Меловой этап развития Камчатки долгое время был в центре геологических исследований и дискуссий. Изучение ультраосновных массивов полуостровов Восточного побережья и Восточного хребта и связанных с ними вулканитов определенно указывало на их принадлежность к офиолитовой формации (Зинкевич и др., 1993, 1995, Брагин и др., 1986) и, соответственно, поднимало вопрос о их связи с формированием базальтового слоя коры (Марков, 1975). При этом литология осадочных пород указывала на то, что кластическая их компонента связана с размывом аркозовых комплексов, развивавшихся на континентальной коре (Хотин, Шапиро, 2006).

Соотношение меловых офиолитов, предположительно связанных со срединно-океаническими хребтами и ассоциирующихся с кайнозойскими известково-щелочными вулканитами, ассоциирующихся с островными дугами, насколько я знаю, не обсуждались. Они просто рассматривались как составные части двух разных и взаимодополняющих

геодинамических систем, в совокупности приводящих в действие механизм тектоники плит.

При том, что образование меловых отложений уверенно связывалось с океанической корой, тектоническая природа структур, в пределах которых они развивались, оставалась абсолютно неясной. На этом фоне и появляется идея Г. П. Авдейко (Avdeiko, 1971), связывавшего развитие комплекса меловых отложений с цепью базальтовых вулканов, предположительно располагавшихся на фронте глубоководного желоба. Зона эта позднее была перекрыта в ходе субдукции комплексов собственно островных дуг.

Работа Авдейко основана на миграции возрастов вулканических формаций Камчатки (и кремнисто-вулканогенной формации, с которой связаны офиолиты, и известково-щелочных серий вулканических пород) с запада на восток, их последовательном омоложении от континента к океану. Так, возраст известково-щелочных формаций вулканических пород меняется от эоценового на западе Камчатки к олигоцен-четвертичному в Срединном хребте и плиоцен-четвертичному в пределах восточного вулканического пояса. Предполагается, что изменение возрастов отражает миграцию всей зональной системы структур, свойственной нормальным островным дугам. Миграция эта, как представляется Г. П. Авдейко, отражает процесс субдукции океанической плиты под плиту континентальную. Тем самым эта работа стала первой, введшей теорию динамики плит в обиход тектонических моделей развития структуры Камчатки. Здесь не обошлось без ряда сложностей и неувязок. Миграция проходит дискретно, скачками, что оставляет без ответа причину перерывов в субдукции, и в любом случае она должна привести к интенсивным дислокациям всей системы структур полуострова. Среди процветающих сегодня различных вариантов теории тектоники плит применительно к Камчатке, предложенная Г. П. Авдейко модель отличается тем, что направление миграции связывается с существующей сегодня геотектонической системой Курило-Камчатской дуги, без привлечения гипотетических дуг, располагающихся на расстоянии сотен километров от сегодняшних структур.

С применением этой модели возникают, однако, и другие трудности. Миграция проходит дискретно, скачками. Кроме того, насколько я знаю, нет ни одного случая, когда на обращенном к океану фронте желобов располагались бы действующие вулканы, сложенные породами офиолитового комплекса. Далее, кремнисто-вулканогенные толщи мелового возраста на Камчатке выходят по всей ширине геотектонической системы от полуостровов восточного побережья на востоке до ядер антиклинальных складок Тигильского антиклинория на западе. Таким образом, общая ширина зоны мелового базальтового вулканизма никак не сопоставима с шириной предполагаемой зоны активных вулканов перед фронтом желобов.

В противоположность этому мной была предложена гипотеза о том, что два типа тектонического развития и, соответственно, два типа вулканизма исторически сменяют друг друга в ходе развития геотектонических систем.

Наличие кремнисто-вулканогенных толщ мелового возраста и переход Новой Зеландии по простиранию в хребет МакКуори, являющийся ответвлением срединно-океанического хребта, привело меня к гипотезе о том, что стадия срединно-океанических хребтов предшествует стадии островных дуг (Эрлих, 1973). Гипотеза встретила многочисленные возражения авторов, ссылавшихся на островодужный характер вулканизма Новой Зеландии и наличие зародышевых форм желобов вдоль хребта МакКуори. Противоречия были разрешены в ходе детальных работ, проведенных на острове МакКуори в конце 1990х - начале 2000х годов австралийскими и новозеландскими исследователями. Было достаточно убедительно показано, что стадия срединно-океанического хребта с характерным спредингом исторически сменяется вулканизмом

островодужного типа, развитием глубоководных желобов с соответствующим изменением характера геодинамической обстановки.

Изменения в возрасте и характере развития вулканизма различных зон связываются с движениями в пределах палеоостровных дуг. При этом обсуждаются две специфических черты пространственного расположения вулканических поясов Камчатско-Корякской области:

1. Взамен характерной для островных дуг единой вулканической зоны на Камчатке, как известно, располагаются кулисообразно-смещенные три вулканических пояса: Восточно-Камчатский пояс, включающий вулканические зоны Южной и Восточной Камчатки, пояс Центральной Камчатской депрессии и пояс Срединного хребта. Образование этой системы относится к плиоцен-четвертичному времени и связывается с движениями в пределах гипотетической Кротоцкой островной дуги (Eichelberger et al., eds., 2007). До этого они составляли часть единой Центрально-Камчатской вулканической зоны (Власов, 1964).
2. Зона известково-щелочного вулканизма, идущая вдоль Срединного хребта, в пределах которой развиты неоген-нижнесреднечетвертичные известково-щелочные вулканы, продолжается на север в пределы Корякского нагорья. Она рассматривается как элемент «Валагинско-Ачайвайямской островной дуги» (Шапиро и др., 1997). По палеомагнитным данным предполагалось, что она находилась на широте 30° . Таким образом, предполагалось новое тысячекилометровое перемещение океанических плит.

К сожалению, анализ соотношений меловых офиолитов и кайнозойских островных дуг был отложен в сторону в пользу более удобной гипотезы тектоники плит, и геодинамика и вулканизм срединно-океанических хребтов и островных дуг рассматривались раздельно в рамках теории плит.

Основой рассмотрения являлась гипотеза о том, что зоны известково-щелочного вулканизма отражают положение палеосейсмофокальных зон и образуют таким образом, часть островных дуг соответствующего времени. Это допущение давало возможность приложить к палеотектоническим представлениям готовый механизм развития островных дуг. Тут надо постоянно иметь в виду, что это положение не более, чем гипотеза - пусть вероятной, но гипотеза, а не доказанный факт.

Одна из последних по времени работ, по этому предмету, - монография, посвященная стратиграфии меловых отложений центральной Камчатки (Шанцер, Челебаева, 2005). Автор ее геологической части А. Е. Шанцер целиком опирался на геологические данные, противопоставляя их достоверность надежности палеомагнитного метода, которому демонстративно отдается должное (как будто он нуждается в этом). Обозревая последние работы, основанные на палеомагнитных данных, А. Е. Шанцер скептически замечает: «Гипотеза усложнялась по мере поступления нового палеомагнитного фактического материала (Печерский, Шапиро, 1996, Шапиро и др. 1997, Левашова, 1999), с допущением дополнительных океанских плит, разнонаправленного их движения и вращения, субдукции одной океанической плиты под другую на восток, перескок зон субдукции с одной плиты на другую и пр. По сути дела, модель превратилась в различного рода геометрические построения и, честно говоря, представляется как некая виртуальная реальность» (Шанцер, Челебаева, 2005). Надо отдать должное Леше Шанцеру. Он полно суммировал все недоумения и сомнения, связанные с предполагаемой огромной горизонтальной миграцией срединно-океанических хребтов. Действительно, трудно представить «поглощение» в ходе субдукции огромных вулканов высотой в несколько километров. Выход из этого противоречия, однако, прост: не надо обязательно увязывать природу глубинных разломов, их особенности, с активностью в их корнях и их геоморфологическое выражение в форме срединно-океанических хребтов. Помимо всего прочего, для геологов нашего поколения, окончивших институты в начале 50-х годов, сама

идея горизонтальных перемещений, связанных с субдукцией, была так же нова, как для Роальда Амундсена и его современников - горизонтальная миграция магнитных полюсов Земли в проекции с криволинейной поверхности геоида. В 1904 году Амундсен обнаружил, что магнитный полюс Земли сместился на 50 км по сравнению с его положением, ранее установленным Ч. Россом. Скорость смещения достигала 10 км/год.

Корреляция отложений позднемеловых Валагинского и Срединного хребтов показала их синхронность. Подчеркивается : литология толщ указывает, что осадки формировались в мелководных условиях. Авторы отмечают постоянную связь осадков с рифтингом, что противоречит допущению о их связи с предполагаемыми островодужными системами их постоянную связь с осадков с рифтингом, что, по их мнению, противоречит связи с предполагаемыми островодужными системами.

Геодинамическая обстановка накопления этих комплексов показывает, что они образовывались в условиях общего растяжения (Шанцер, Челебаева, 2005). В связи с этим, авторы подчеркивают их постоянную связь с рифтингом, но тщательно избегают термина спрединг, несущего четкую генетическую окраску, подразумевающую связь со срединно-океаническими хребтами. А. Е. Шанцер в значительной степени основывает свои выводы о природе структур, в пределах которых шла верхнемеловая седиментация на формационной принадлежности базальтов. Стараясь выдержать объективный характер изложения, он ни разу не употребляет в отношении базальтов имеющий генетический смысл термин офиолиты. Во всех случаях он говорит о субщелочной природе базальтов. Химические анализы пород при этом не приводятся. Интрузии ультрабазитов рассматриваются в отрыве от базальтовых толщ. Между тем базальты меловых толщ Валагинского хребта прямо характеризуются как океанические толеиты, тесно ассоциированные с ультраосновными интрузиями в рамках офиолитового комплекса (Цуканов, Сколов, 2005). Формация же субщелочных базальтов развита на склонах стабильного массива Срединного хребта (Колосков и др., 1999, Флеров и др., 1968).

Формации Валагинского хребта рассматривались, как принадлежащие к гипотетической Озерновско-Валагинской островной дуге (Зинкевич и др., 1993). В тылу дуги выделялось окраинное море, в котором, как предполагалось, отлагались толщи ирунейской и хозгонской свит. С внешней стороны располагался преддуговой прогиб, в котором формировалась аккреционная призма ветловской свиты. Предполагалось, что дуга развивалась на океанической коре, поскольку на севере Валагинского хребта и северном окончании хребта Кумроч (Кратонский массив) были закартированы серпентинитовые меланжи, которые трактовались как реликты второго слоя коры. Глыбы из серпентинитов Кратонского массива датированы апт-альбским возрастом (Брагин и др., 1986).

В 1996 году вышла статья, впервые включившая в обсуждение данные палеомагнитных исследований (Печерский, Шапиро, 1996). Продолжая традицию работ, основанных на геологических данных, она связывала формирование меловых офиолитовых комплексов с островными дугами, генерировавшими движения, создавшие специфику геодинамической системы Камчатки. По авторам это Валагинско-Ачайваямская и Кроноцкая островные дуги.

Оба названия нельзя признать удачными, поскольку они объединяют разные по природе элементы. Валагинский хребет составляет часть геоантиклинали Восточного хребта, где какой-либо четвертичный вулканизм отсутствует. Название поселка Ачайваям в Корякском нагорье просто фиксирует крайнюю северную точку неоген-четвертичного пояса Восточной Камчатки. А название Кроноцкого полуострова просто используется, поскольку он является ближайшей к исходному положению гипотетической дуги на полуострове Камчатка местом. Тем не менее, мы сохраняем эти названия, как уже вошедшие в литературу. На основе глобальной кинематики плит предполагается, что начиная с середины мела суммарная ширина поглощенных здесь океанических плит достигала 3500-4000 км. Для объяснения этих особенностей строения нет необходимости

прибегать к признанию прямых горизонтальных перемещений и субдукции (Зоненшайн и др., 1984).

М. Шапиро (1987) показал, что если приведенные в цитированной выше статье Зоненшайна и соавторов (1984) цифры горизонтальных смещений верны, то вызванная ими субдукция должна была бы определить все основные черты магматизма и тектоники Камчатки.

Однако ни одна из структур Камчатки, как пишет автор, в свете приведенных им данных о меловых геосинклиналях Камчатки не может рассматриваться как зона значительного (сотни километров и более) поглощения литосферы. Если глобальная кинематика плит рассчитана верно, то основной объем океанической литосферы поглощен восточнее Камчатки, т.е. в современной сейсмофокальной зоне. Столь значительная субдукция должна была бы привести к созданию над ней в тылу глубоководного желоба очень крупной аккреционной призмы, сложенной преимущественно океаническими комплексами, «содранными» с пододвигаемой плиты и образующими серию направленных к океану чешуйчатых надвигов. Ничего подобного на Восточной Камчатке не наблюдается. В структуре этого района ведущая роль принадлежит позднемеловым и раннепалеогеновым вулканическим сериям с островодужным составом пород, что в корне противоречит модели формирования аккреционных призм во фронте вулканических дуг. Кроме того, Восточно-Камчатский пояс чешуйчатых надвигов с востока ограничен не желобом, а зоной поднятий полуостровов восточного побережья, где послемеловые деформации либо очень слабы (полуостров Кроноцкий), либо имеют совершенно другую морфологию.

Для рассмотрения возможности применения теории плит для объяснения различных сторон тектоники и вулканизма Камчатки особенно интересна оценка совместимости геологических данных с теорией плит, даваемая М. Шапиро (1987), поскольку он был автором или соавтором серии статей, посвященных интерпретации палеомагнитных данных с точки зрения теории плит, и одновременно хорошо знал проблемы стратиграфии меловых отложений Камчатки.

Объяснить кайнозойский вулканизм Северной Камчатки с позиций тектоники плит можно, лишь предположив существование самостоятельного центра спрединга в Командорской котловине Берингова моря и длительной субдукции под Северную Камчатку, вызванную этим спредингом. Но в Командорской котловине отсутствует какая-либо система линейных магнитных аномалий, подтверждающая наличие спрединга. Расположение и механизмы очагов землетрясений, а также отсутствие проявлений четвертичного вулканизма к северу от Командорских и Ближних островов Алеут привели к гипотезе о том, что граница Алеутской дуги, возможно, является трансформным разломом, а все современное поглощение погружающейся плиты осуществляется в Курило-Камчатском желобе. Но глубина моря и величина отрицательной аномалии силы тяжести одинаковы и для запада Алеутской, и для северного окончания Курило-Камчатской дуги, что совершенно необъяснимо, если кинематика движений в этих структурах различна. И, наконец, в 80-х годах к северу от острова Беринга были обнаружены проявления подводного вулканизма (Селиверстов и др., 1986), что уничтожило последний возможный довод в пользу различной природы окончания обоих дуг.

Командорская котловина представляет собой плоскую равнину крутые борта которой срезают доплиоценовые структуры Камчатки и Командорских островов. Поверхность ее фундамента неровная, особенно в северо-западной части впадины вблизи хребта Ширшова, где она образует вытянутый не компенсированно заполненный осадками прогиб, вытянутый параллельно склону Камчатки. Кора тонкая (8-11 км), океанического типа. Параллельно восточной и северо-западной границе впадины располагаются слабые и нерегулярные магнитные аномалии. Высокий тепловой поток достигает значений 200 мВт/м^2 .? Седиментологические исследования показывают, что большая часть пород

осадочного чехла возвышенности Обручева поступала из района Берингова моря в районе пролива между Камчаткой и Алеутской дугой (Scholl et al., 1977). Кроме того, они показывают незначительные размеры относительных перемещений Тихоокеанской плиты и Алеутской дуги в кайнозой (Craeger et al., 1973). Приведя все эти данные, автор фактически покончил с Валагинско-Ачайвайямской дугой и в более поздней работе рассматривает лишь возможное воздействие на структуру Камчатки предполагаемой Кроноцкой палеодуги (Lander, Shapiro, 2007).

Приведенные детальные возражения сводят на нет саму идею Валагинско-Ачайвайямской дуги. Недаром в уже цитированной выше позднейшей работе само упоминание о ней исчезает полностью. К сожалению, приведенные геологические данные, обсуждающие соотношение структуры Камчатки с теорией динамики плит, не нашли отражения в новейшей сводке, посвященной приложимости теории плит к геологии Камчатки (Eichelberger et al., eds., 2007). В этой работе все сводится к миграции предполагаемой Кроноцкой дуги. Идея миграции этой дуги привлекается для объяснения резкого поворота на северо-запад Восточно-Камчатской вулканической зоны расположенной к северу от Кроноцкого полуострова, и образования двух параллельных зон четвертичного вулканизма (Центральной Камчатской депрессии и Срединного хребта). Все эти явления связаны с существованием огромной долгоживущей зоны разломов северо-западного простирания, идущего в виде серии кулис от северного окончания Кроноцкого полуострова через всю Камчатку.

По сути, перед нами зона долгоживущего поперечного разлома северо-западного простирания, секущего весь полуостров. В западной своей части он был выделен В. К. Ротманом (1982), как диагональный шов, обрывающий срединный массив южной части Срединного хребта и образующий южную границу четвертичной вулканической зоны Срединного хребта. Восточная кулиса этого разлома контролирует неогеновую вулканическую зону хребта Тумрок, представляющего собой грабен, заполненный третичными вулканогенно-осадочными толщами. В современной сейсмичности разлом этот отчетливо выражен в развороте на северо-запад простирания блока повышенной плотности очагов землетрясений на (Эрлих, 1973, рис. 11).

Сочленение Курило-Камчатской и Алеутской дуг, по всеобщему признанию, связано с разломом северо-западного простирания, продолжающего простирание оси Алеутской дуги на Камчатку. Именно с этим разломом связывается северное замыкание зоны четвертичного вулканизма Камчатки; он контролирует положение самого северного активного вулкана Центральной Камчатской депрессии - Шивелуча (Заварицкий, 1955). На рис. 11 показана плотность очагов землетрясений в области сочленения обеих островных дуг. Блоки с разной плотностью землетрясений разделяются разломами типа взбросо-сдвигов. Разломы эти прямо трассируются не к Шивелучу, а несколько южнее его, проходя через так называемую Харчинскую группу вулканов. Этот факт представляется крайне интересным. Два небольших потухших вулкана Харчинской группы (Харчинский и Заречный) расположены между двумя самыми крупными вулканами полуострова – Ключевской сопкой и Шивелучем. Они сложены базальтами толеитового типа (Эрлих, 1966). К сожалению, особенности сейсмичности этого района мало исследованы, поскольку сейсмичность по стандартной методике рассматривается в проекции на плоскость, перпендикулярную простиранию сейсмофокальной зоны. Не исключено, что если спроектировать фокусы землетрясений на плоскость, параллельную простиранию сейсмофокальной зоны, то обнаружится, что району Харчинской группы вулканов отвечают исключительно очаги мелкофокусных землетрясений, и к северу и югу (то-есть под Ключевской и Шивелучем) появляются гипоцентры с промежуточной глубиной.

Все сказанное отнюдь не направлено на огульное отрицание теории динамики плит как таковой. Есть теория, и пусть себе. Однако странно выглядит полное отсутствие историко-геологического анализа. Приведенный пример такого рода анализа для

Командорской котловины, как мы видели, привел к исчезновению Валагинско-Ачайваямской дуги. Далее, есть два разных подхода к направлению миграции и субдукции – оба, кстати сказать, в рамках той же теории плит. Одна, развитая Г. П. Авдейко, предусматривает последовательное смещение фронта системы параллельно ее простиранию – от Охотоморского массива к океану; вторая говорит о миграции двух гипотетических систем островных дуг (Валагинско-Ачайваямской и Кроноцкой). От первой из этих гипотетических дуг, как сказано выше, уже сами авторы отказались. И нет ни слова, почему правилен выбранный авторами подход.

Самое главное: полностью без обсуждения отбрасываются все основанные на стратиграфии историко-геологические данные. Надо ли говорить, что такой подход вряд ли можно признать корректным. Кроме того, можно только пожалеть, что авторы не рассмотрели важнейшие физические основы положений теории динамики плит.

В противовес гипотезе о коллизии островных дуг и континентальной плиты была выдвинута гипотеза рифтинга, определявшего структурное развитие полуострова в предкампан-палеоценовое время, основанная на изучении и корреляции разрезов позднемеловых отложений центральной Камчатки (Шанцер, Челебаева, 2005).

Типы геотектонических систем, сходные с островными дугами

Для определения характерных черт различных геотектонических систем близких к островным дугам прежде всего следует рассмотреть как трансформируются основные структурные элементы «нормальных островных дуг». в дополнение к этому хотелось определить какие параметры тектонического режима характеризуют те или иные выделяемые типы.

При этом я старался избегать неопределенных характеристик тектонического режима и взамен оперировать серией формальных количественных показателей, поддающихся непосредственному измерению. Исходя из этого принципа мы считаем возможным временно называть эти тектонические системы по их прототипу (к примеру, «геотектонические системы типа Камчатки», или «геотектонические системы типа Тайваня»). Обоснование выделения этих типов геотектонических систем возможно наиболее полно приведено в рассматриваемой монографии. Ниже мы ограничиваемся лишь обзором трансформации структурных элементов островных дуг в пределах геотектонических систем типа Камчатки.

Среди формальных признаков возможно наиболее чувствительным является высота водоразделов зон эрозионно-тектонического рельефа. Ее можно считать, пропорциональной амплитуде тектонического поднятия. Таковы же ширина морфоструктур, по всей видимости, отражающая степень консолидации структур, диаметр кальдер и вулканотектонических депрессий, отражающий величину промежуточных магматических очагов, характер распределения вулканических пород по SiO_2 , в частности, развитие кислых вулканических пород (дацитов и риолитов), отражающих размах гранитообразования и процессов трансформации или образования гранитного слоя коры. Переход от нормальных островных дуг к сходным с ними геотектоническим системам происходит резким скачком, так что даже термин переход представляется неуместным. При этом одновременно меняются все избранные характеристики сравнения.

Наиболее чувствительной характеристикой всех этих систем является высота эрозионно-тектонического рельефа в пределах геоантиклинальных систем которая отражает амплитуду поднятия, или пропорциональна ей. В пределах нормальных островных дуг она близка к уровню моря или в максимуме составляет первые сотни метров. В пределах геотектонических систем типа Камчатки она близка к 1000-1200 метров, в максимуме достигая 1500 метров (Эрлих, 1973, рис.34). Параллельно изменяется ширина морфоструктур, отражающая степень консолидации структур в пределах геотектонической системы (Эрлих, 1973, рис. 35).

Это положение хорошо иллюстрируется преобразованием структурного плана геотектонических систем при достижении абсолютной высотой эрозионно-тектонического рельефа своеобразных предельных значений порядка 2000 метров. Как видно на рис. 34, в геотектонических системах типа Тайваня высоты водоразделов превышают 1200 метров и в пределе достигают 3600-4800 метров. При этом параллельно с увеличением поднятия полностью исчезает характерная структурная зональность систем нормальных островных дуг, отмирают «геодинамические явления» связанные с глубинной тектоникой – исчезает сейсмофокальная зона и зона известково-щелочного вулканизма. Сейсмичность характеризуется наличием мелкофокусных землетрясений, а отдельные вулканы (например на Тайване или Южном острове Новой Зеландии) локализуются в прямой связи с трещинной тектоникой. Этот тип геотектонических систем условно выделяется под названием «системы типа Тайваня». В пределах геотектонических систем типа Камчатки в блоках, где высота водоразделов эрозионно-тектонического рельефа достигает 2000 метров проявления вулканизма носят наложенный характер и как правило исчезают полностью. Примером может служить центральная срединного массива в южной части Срединного хребта Камчатки.

Одновременно с изменением высот водоразделов эрозионно-тектонического рельефа радикально трансформируются буквально все элементы образующие зональность нормальных островных дуг. Трансформация геотектонических систем идущая параллельно с изменением высоты поднятия эрозионно-тектонического рельефа хорошо видна на примере Камчатки. Находящийся на фронте тектонической системы Курило-Камчатский глубоководный желоб становится более мелководным – максимальная глубина его у берегов Камчатки не превышает шесть тысяч метров, что на 1-2 тысячи метров, меньше, чем глубина желоба, идущего вдоль Курильской дуги. Ширина его составляет 50 км - в 1.5 раза шире желоба у Курил. Тем не менее желоб сохраняет форму телескопического грабена обычную для желобов, ассоциирующих с нормальными островными дугами. Аналогичную трансформацию испытывает желоб Кермадек переходящий у берегов Северного Острова Новой Зеландии в так называемую депрессию Хикуранги. Это уже не телескопический грабен, а плоская линейная депрессия океанического дна, ширина которой колеблется от 80 км на севере до 200 км на юге. Глубина ее меняется от 3660 метров до 1500 метров. Дно широкое, плоское с небольшим углублением в центральной части. Внешний, восточный склон полого поднимается переходя в океаническое дно. Общие особенности идущего вдоль Северного Острова желоба те же, что и у желобов идущих вдоль берегов Камчатки, Суматры, Новой Гвинеи и островов Юго-Западной Японии. Новобританский желоб прямо переходит по простираению в выполненный третичными осадками Северный прогиб Новой Гвинеи, впадина Канто в центральной части Хонсю представляет собой заполненное третичными осадками ответвление Изу-Бонинского желоба.

Вывод о высоте эрозионно-тектонического рельефа как наиболее чувствительном индикаторе тектонического режима приобретает особый интерес в связи с подводно-океаническими тектоническими системами особенно срединно-океаническими хребтами. При этом, естественно, следует оперировать не абсолютной высотой водоразделов (он будет здесь с отрицательным знаком), а глубиной океана. Тут вступает в силу новый фактор – давление столба воды. При глубине 2000 метров ниже уровня моря достигается критическое давление, соответствующее 220 ата и критической температуре 374⁰С (для чистой воды). Соленая вода с высокой минерализацией имеет более высокие параметры, но не на много отличающиеся от вышеприведенных. Считается, что глубже парообразования не происходит и гидротермы находятся в жидком состоянии, а если глубина меньше то происходит парообразование в результате которого резко падает температура и жидкая фаза гидротерм перенасыщается растворенными элементами (Короновский, 1999). Однако, поскольку гидротермы насыщены еще и CO₂, то

парообразование начинается вместе с выделением этого газа в виде свободной фазы (например на Вайотапу и Бродленс-Оахаки в Новой Зеландии), то глубина парообразования увеличивается вдвое и более. По современным расчетам взрывные отложения (с отделением газов и образованием пирокластических пород) в океане могут формироваться на больших глубинах (Giggenbach et al., 1989).

Изменение параметров сейсмофокальной зоны прежде всего проявляется в исчезновении в пределах геотектонических систем типа Камчаки глубокофокусных землетрясений. Максимальная глубина очагов землетрясений в островных дугах нормального типа достигает 400-600 км, а в геотектонических системах типа Камчатки не превышает 150-200 км. Землетрясения с глубиной очага 30-40 км располагаются не только на фронте сейсмофокальной зоны, но по всей ширине геотектонической системы, обнаруживая четкую связь с геологически-прослеживаемыми разломами.

Резкие изменения происходят в типе и характере четвертичного вулканизма. Это относится к объему и характеру базальт-андезитобазальтового вулканизма и степени кислотности появлений кислого вулканизма.

Вулканические пояса островных дуг нормального типа не ассоциируются с самостоятельными структурными формами. Вулканы образуют системы кулисообразно-смещенных цепей. В геотектонических системах типа Камчатки вулканизм локализуется в линейных депрессиях – грабен-синклиналях, где довулканический фундамент погружен на глубину 1500-3000 метров. Вместо характерного для нормальных островных дуг единого вулканического пояса в геотектонических системах типа Камчатки зачастую обнаруживаются парные вулканические пояса – Киришима и Унзен-Асо на Кюсю, Назу и Чокаи на Хонсю, пояса Центральной камчатской депрессии и Срединного хребта. При этом образование парных систем вулканических поясов не связано с горизонтальной миграцией древних систем островных дуг, а представляет естественный результат эволюции неогеновых вулканических поясов (Эрлих, 1973, глава 6).

Наиболее кислые вулканические породы на островных дугах нормального типа характеризуются содержанием SiO_2 не более 60%, в то время как в пределах геотектонических систем типа Камчатки обычны дациты с содержанием 60-65% SiO_2 а наиболее богаты кремнеземом риолиты с содержанием 70-72% SiO_2 . Характерно что в пределах Зондской дуги первый центр кислого вулканизма с дацитовым составом пирокластике, знаменитый Кракатау, появляется в проливе между Явой и Суматрой.

В геотектонических системах типа Камчатки отмечается резкое изменение диаметров базальт-андезитобазальтовых щитовых вулканов по сравнению с островными дугами нормального типа. Так на острове Кюсю на продолжении островной дуги Рюкю появляются такие гигантские вулканические постройки как докальдерные щиты Асо, Унзена с диаметром основания 25-30 км. На продолжении Курильской островной дуги на Хоккайдо расположены вулканы Кутчаро и Акан с таким же диаметром основания 25-30 км. На сочленении дуги Изу-Бонин с островом Хонсю расположены вулканы Хаконе (диаметр 20-25 км) и Фудзи (диаметр 30 км).

Одновременно меняется и тип вулканических проявлений. Так базальтовый трещинный и ареальный вулканизм в западной части Тихоокеанского кольца локализуются только в пределах геотектонических систем типа Камчатки. Таковы район Сокодана на Суматре, районы трещинных базальтовых излияний на юге Минданао (Филиппины), в северо-западной части Новой Зеландии. Близки к этому типу вулканы группы Куджу и Киришима на Кюсю. На нормальных островных дугах вулканизм этого типа отсутствует. Это повидимому указывает, что геотектонические системы типа Камчатки достигли определенной стадии жесткости. Параллельно с изменением характеристик единичных вулканических центров меняется количество вулканов, приходящихся на 100 км длины вулканической зоны и скорость эволюции четвертичного вулканизма. На Камчатке и в пределах сходных с ней геотектонических систем в течение четвертичного времени

отмечается два цикла развития вулканизма, каждый из которых начинается базальт-андезитовым вулканизмом и кончается проявлением кислого вулканизма. Первый в нижне-среднечетвертичное время, второй в верхнем плейстоцене-голоцене.

Изменение характера и масштабов кислого вулканизма хорошо иллюстрируется изменением диаметров кальдер. На островных дугах нормального типа средний диаметр кальдер равен 2-4 км, а крупнейшие из них не превышают 8-10 км (кальдера Кикаи в северной части дуги Рюкю). В пределах геотектонических систем типа Камчатки средний диаметр кальдер 8-12 км. В то же время здесь появляются вулканотектонические депрессии такие как Карымская, Семьячинская, Ичинская, Толбачинская на Камчатке, Харохаро и Мокаи в Новой Зеландии, Тоба на Суматре, Эйра, Асо и Ата на острове Кюсю и т.д. размеры которых колеблются от 15-20 км до 60-100 км.

Но самое главное то, что диаметры кальдер можно считать пропорциональными количеству летучих, участвующих в кальдерообразующих выбросах кислой пирокластики. Тут мы сталкиваемся с тем, что внезапное параллельное изменение кислотности вулканических пород и масштабов кислого вулканизма при переходе от островных дуг нормального типа к геотектоническим системам типа Камчатки связано не с изменением мощности гранитного слоя (процесс достаточно консервативный во времени), а с интенсивностью процесса преобразования коры, определяющего одновременно и скорость тектонического поднятия (Эрлих, 2009). Именно этим объясняется и параллелизм изменения этих факторов и высоты эрозионно-тектонического рельефа, отражающего интенсивность тектонического поднятия. Оба этих показателя отражают степень интенсивности формирования гранитного слоя коры.

Время заложения системы островных дуг

Ответ на этот вопрос дает рассмотрение элементов неогенового структурного плана в различных районах западной части Тихоокеанского кольца.

Непосредственно после перехода от Курильской островной дуги к Камчатке полностью исчезает Южно-Охотская впадина окраинного моря, переходящая по простиранию в Западно-Камчатский тыловой прогиб, выполненный несколькими тысячами метров терригенных осадков третичного времени. Такого же типа изменения впадин окраинных морей наблюдаются и в других геотектонических системах типа Камчатки, они отмирают или резко сокращаются в размерах. На их месте наблюдаются выполненные третичными осадками прогибы, фундаментом которых являются либо отдельные участки мел-палеогеновой складчатой системы, либо (в участках наиболее удаленных от фронта структур) стабилизированные зоны более ранней консолидации: герцинской или ранне-среднемезозойской. Таковы неогеновые прогибы северо-восточной Суматры, прилегающая к Австралийской платформе часть Южного прогиба Новой Гвинеи и т.д. Одновременная с осадконакоплением вулканическая активность в этих прогибах как правило отсутствует, хотя в так называемом Южном прогибе Новой Гвинеи присутствуют эффузивы и пирокластические отложения. Уровень абсолютных отметок пенеплена не превышает первых сотен метров, градиент движений крайне мал, проявления вулканизма и сейсмичность отсутствуют. Все это в совокупности указывает на платформенный характер развития этой части систем в современное время.

Во фронтальной части геотектонических систем типа Камчатки повсеместно отмечены узкие линейные прогибы выполненные мощной (6000 – 10000 метров) толщей терригенных осадков олигоцен-неогенового времени. При этом отмечается закономерное изменение гранулометрического состава осадков снизу вверх по разрезу, отражающее постепенное изменение условий осадконакопления от глубоководных к мелководным, от бентонитовых глин и аргиллитов к мергелям и алевролитам, пескам и песчаникам. Вулканические проявления в пределах этих прогибов отсутствуют. Прослой вулканических пород (например плейстоценовых пемз в Восточном прогибе Новой

Зеландии) связаны с вулканической активностью в соседних структурах. По всем этим показателям прогибы эти вполне аналогичны современным глубоководным желобам, идущим вдоль фронта современных островных дуг. Эту аналогию подтверждает и прямой переход по простиранию глубоководного желоба НовоБританской дуги в так называемый Северный прогиб Новой Гвинеи, выполненный толщей неогеновых осадков общей мощностью 10,000 метров. На геотектонической системе Суматры отложения, связанные с такого рода прогибом, обнажаются на гряде мелких островов идущих параллельно юго-западному берегу острова. Цепь эта совпадает с линейной зоной интенсивной (до -70 мгал) отрицательной аномалии силы тяжести. В проливе, разделяющем гряду островов от Суматры, значения аномалий силы тяжести колеблются от 0 до $+50$ мгал. Такого же рода прогиб отмечается и вдоль юго-восточного берега Северного острова Новой Гвинеи. На Камчатке прогиб этого рода заполнен отложениями вилучинской и паратунской свит. Заложение этого прогиба отмечает резкое изменение характера магматической активности в пределах геотектонической системы – начало их известково-щелочного вулканизма и внедрения кислых интрузивов (Колосков, Коваленко, 2009). Во всех случаях отложения, выполняющие рассматриваемые прогибы, дислоцированы в плейстоценовое время и в современной структуре составляют часть горст-антиклиналей, отвечающих геоантиклинальному поясу внешней дуги нормальных островных дуг.

Эта система структур заложилась субодновременно в конце олигоцена. Параллельно этим прогибам располагаются полосы развития известково-щелочного вулканизма того же времени. Таковы зона зеленых туфов Японии, Центрально-камчатская вулканическая зона Камчатки. Можно заключить, что для олигоцен-миоценовой структуры геотектонических систем типа Камчатки характерна зональность структурных элементов обычная для нормальных островных дуг.

О механизме возникновения геотектонических систем типа

Камчатки

Приведенные данные о том, что важнейшими чертами, отличающими геотектонические системы типа Камчатки от нормальных островных дуг являются кислый вулканизм и амплитуда подъема, отраженная в высоте водоразделов эрозионно-тектонического рельефа открывает возможность рассмотрения трансформации островных дуг в геотектонические системы другого типа.

Соответствие между эпохами массового проявления кислого вулканизма в пределах вулканических поясов и быстрым ростом смежных с ними горных систем, развитие в последних гранитоидных интрузий и процессов глубинного метаморфизма позволяют рассматривать кислый вулканизм как отражение ультраметаморфизма в верхах верхней мантии, связанного с ростом корней горных систем (Эрлих, 1973). В районах с восстановленным изостатическим равновесием кислый вулканизм прекращается. Этим обусловлено последовательное смещение зон кислого вулканизма в направлении фронта структур и, как следствие, положение основных центров кислого вулканизма во фронтальных зонах.

Предлагаемая модель открывает возможность понимания причин локализации крупных рудных месторождений в пределах кольцевых структур (Фаворская и др. 1974). Коническая система разломов корневой части таких структур создает предпосылки для подсоса глубинных флюидов, метаморфогенные воды, связанные с трансформацией коры и активным ростом гранитного слоя обеспечивают активную циркуляцию вновь созданных гидротермальных систем, и, наконец, переработка коры, преимущественно сосредоточенная в пределах кольцевых структур, приводит к мобилизации рудного вещества коры и верхней мантии. Картина становится полной если учесть благоприятные

структурные условия для локализации рудных тел, существующие в пределах вулканотектонических депрессий.

Принятие гипотезы о механизме насыщения магмы кремнекислотой за счет осаждения из трансмагматических растворов избавляет от необходимости связывать объемы кислых магматических пород с объемами пород базальт-андезитовой серии. Таким образом получают объяснение области самостоятельного распространения обширных игнимбритовых покровов не ассоциирующихся непосредственно с базальт-андезитовым вулканизмом (типа игнимбритов Тобы на Суматре). В связи с этим отметим важное наблюдение, что кислые вулканы Охотско-Чукотского пояса характеризуются ассоциацией минералов типичных для чарнокитов (Маракушев, Тарарин, 1964). Та же ассоциация характерна как мы видели и для кислых вулканитов Восточной и Южной Камчатки. Базальты и кислые вулканы составляют два элемента триады чарнокитового комплекса. Третьим элементом являются метаморфические образования преобразованных низов коры. Это приводит к гипотезе о том, что кислый вулканизм является отражением процесса резкого роста мощности коры и формирования чарнокитового метаморфического комплекса в составе низов ее гранитного слоя (Matsumoto, 1965, Erlich and Gorshkov, eds., 1979). Гипотеза о преобразовании низов коры созвучна с представлениями об образовании гранитов "in-situ" (Cuo-Neg Chen and Grapes, 2007), но предполагает что имеет место не только выплавление гранитов (крайний случай), но преобразование коры в условиях глубокой гранулитовой фации метаморфизма. Предлагаемая гипотеза не противоречит представлениям о связи вулканизма с потоком летучих идущим от границы ядро-нижняя мантия (Ларин, 2005). Она просто определяет уровень на котором проявляется воздействие этого потока (нижние горизонты коры) и его возможный химический характер.

Особенности четвертичного вулканизма Узон-Гейзерного района, характерные для геотектонических систем типа Камчатки, резко отличающие их от вулканизма островных дуг нормального типа. Автором было сформулировано понятие об особой тектонической природе поднятых блоков в системе островных дуг таких как Камчатка, Суматра, Филиппины, Северный остров Новой Зеландии, полуостров Кенаи на южном окончании Аляски (Эрлих, 1973). Здесь можно отметить резкое изменение в пределах этих геотектонических систем трех важных показателей геологической активности:

1. Диаметры кальдер и вулканотектонических депрессий, отражающих масштабы кислого вулканизма. Если на островных дугах нормального типа средний диаметр кальдер составляет 2-4 км и не превышает 8-10 км (кальдера Кикаи на островной дуге Рюкю), то на структурах типа Камчатки средний диаметр равен 8-12 км, а максимальный диаметр вулканотектонических депрессий достигает 15-20 км, а диаметр отдельных вулканотектонических депрессий достигает 60-100 км. Одновременно меняется содержание SiO_2 в наиболее кислых разновидностях вулканических пород. На нормальных островных дугах оно редко превышает 60-65% в то время как в геотектонических системах типа Камчатки достигает 70-72% (Эрлих, 1973);

2. Объем одновозрастных базальт-андезитобазальтовых вулканов. Он характеризуется высотой вулканических построек и их диаметром. Разница хорошо видна на приведенном в монографии рисунке 36 (глава IV). Отмечается резкая интенсификация процессов базальтового вулканизма. В противоположность нормальным островным дугам, где в четвертичное время проходит один цикл вулканической активности, в геотектонических системах типа Камчатки за четвертичное время проходят два цикла базальтового вулканизма. Один в нижнечетвертичное-среднечетвертичное время, второй – в верхнем плейстоцене-голоцене;

3. Высотой водоразделов эрозионно-тектонического в пределах горст-антиклинальных поясов. Высота эта в первом приближении может рассматриваться как отражение интенсивности процессов тектонического поднятия. Как видно на диаграмме, приведенной в монографии (Эрлих, 1973, глава IV, рис. 34). На островных дугах

нормального типа эта высота составляет сотни метров, в пределах геотектонических систем типа Камчатки она составляет 1000-1500 метров.

Приведенные статистические данные легко подтверждаются при качественном рассмотрении изменений характера и объема вулканических продуктов в системе островных дуг. Так кальдера Кракатау располагается в проливе, отделяющем Зондскую островную дугу от поднятого блока Суматры. На стыке Курил с поднятым блоком Хоккайдо расположена гигантская кальдера Кутчаро, а на самом южном окончании полуострова Камчатка расположена крупнейшая Паужетская вулканотектоническая депрессия. Центры кислого вулканизма Северного Острова Новой Зеландии расположены в зоне сочленения с островной дугой Тонга. На стыке южного окончания полуострова Кенаи с Алеутской островной дугой расположен огромный базальтовый щитовой вулкан Вениаминова.

Ускоренный рост и преобразование структуры коры происходят дискретно. В системе островных дуг они сосредотачиваются на отрезках, соответствующих геотектоническим системам типа Камчатки, а в пределах последних ассоциируются с центрами кислого вулканизма, кальдерами и вулканотектоническими депрессиями. Как мы видели, ускоренный рост коры в равной мере связан с объемами магматических продуктов и скоростью их поступления на поверхность (количество и интенсивность циклов вулканической активности).

Таким образом именно рост гранитного слоя коры отличает геотектонические системы типа Камчатки. Ситуация, как видим, вполне аналогичная росту базальтового слоя коры на стадии перехода от срединно-океанических хребтов к островным дугам нормального типа. В свое время – в 60х годах, шли ожесточенные дискуссии что происходит с корой островных дуг – базификация или наоборот гранитизация. Как видим имеют место оба процесса, но на разных стадиях – вначале базификация, затем гранитизация. Различен в корне лишь механизм их. Если базификации соответствует рост коры за счет выжимания меланжа базальтовых лав и гипербазитового материала, гранитизация (если предлагаемая гипотеза верна) происходит за счет химической трансформации коры под воздействием флюидов.

О синхронности глобальных тектонических преобразований и всплеск вулканической активности

Сопоставление времени образования зональной системы структур в различных частях пояса островных дуг показывает, что они образовались одновременно в конце олигоцена-начале миоцена. Важно отметить, что оценки времени заложения этих систем были сделаны независимо для разных районов но результаты были тождественны. Столь же однотипно и время преобразования структуры неогеновых островных дуг в геотектонические системы типа Камчатки со всеми соответствующими этой трансформации тектоническими преобразованиями и изменением типа и масштабов вулканической активности. Не лишне подчеркнуть, что данные о времени заложения структур были получены независимо для разных регионов. Результаты при этом оказались идентичны.

Конечно же тезис о синхронизации времени образования системы структур, отвечающей зональности нормальных островных дуг нуждается в детальной проверке и подтверждении как путем детального и тщательного сопоставления стратиграфических разрезов толщ соответствующих структур различных районов, так и за счет получения новых новых радиометрических датировок. Но, если идея одновременности заложения геотектонических систем близких к островным дугам будет подтверждена, то эту эпоху можно считать одним из важнейших рубежей тектонического развития обрамления Тихого океана.

Второй эпохой того же рода можно считать конец плиоцена, когда в пределах системы островных дуг выделяются отдельные блоки характеризующиеся ускоренным ростом гранитного слоя коры и параллельным ростом геоантиклиналей. Одновременно эти блоки утрачивают зональность структурных элементов обычную для нормальных островных дуг.

Определение времени вспышек кислого вулканизма, проведенное независимо для каждой из геотектонических систем типа Камчатки, показало одновременность массовых выбросов кислой пирокластики во всех районах Тихоокеанского кольца в середине плейстоцена. Вспышка кислого вулканизма совпала с интенсивным ростом горных систем (горст-антиклиналей), параллельных вулканическим поясам. Средняя высота хребтов составляла 1000-1200 метров. В пределах контролировавших вулканические пояса грабен-синклиналей опускание фундамента за тот же период имело примерно тот же порядок. Так что общий размах движений достигал 2500 метров. Если учесть, что с этой вспышкой кислого вулканизма связано образование значительного количества кальдер и вулканотектонических деперессий депрессий диаметром 25 и более километров и амплитудой опускания до 1000 метров, то есть все основания говорить об эпохе орогении, имевшей место в этот период в пределах всего Тихоокеанского пояса, то есть глобальной по масштабу.

В верхнем плейстоцене имеет место еще одна, также синхронная для всех районов Тихоокеанского кольца, меньшая по масштабам вспышка кислого вулканизма также сопровождавшаяся ускорением поднятия окружающих горных систем. Этот материал был суммирован в конце 60х годов (Эрлих, Мелекесцев, 1973) и позднее развит в коллективной монографии о современной структуре и четвертичном вулканизме Камчатки (Erlich, Gorshkov, eds., 1979).

Тем самым еще и еще раз подтверждается идея о существовании коротких синхронных глобальных эпизодов интенсивных тектонических преобразований и активизации магматических событий, нашедшая выражение в так называемом «Каноне Штилле» (Stille, 1924, 1944). В целом такие импульсы отражают пульсацию теплового потока на уровне внешней границе ядра и нижней мантии (Эрлих, 2010), что вписывается в картину пульсационного режима развития Земли (Ларин, 2005).

Вопрос о наличии импульсов резкой активизации тектонических движений и интенсивности вулканизма стоит в центре дискуссий связанных с теорией динамики плит. Открытие системы магнитных аномалий, параллельных срединно-океаническим хребтам, привело к идее постоянства скорости тектонических и магматических процессов в океанах. В период создания канона данные о геологии дна океанов практически отсутствовали. Установленное позднее относительно равномерное распределение линейных магнитных аномалий на дне океана послужило основой для представлений для равномерности спрединга. Последние исследования установили пульсационный характер формирования офиолитовых формаций и связанных с ними метаморфических пород жадеит-глаукофанового метаморфизма на континентах, которые рассматриваются как аналоги океанических зон базальтоидного вулканизма связанных со срединно-океаническими хребтами (Богданов, Добрецов, 1987) и привели к пересмотру идей о равномерном распределении скорости спрединга океанического дна во времени. Наконец, исследование «черных дымов» поставляющих в океаны материал гидротерм показало неравномерность их активности, резкую интенсификацию накопления связанных с ними осадков в короткие интервалы времени 36-38, 24-25, 17-18, 9-8 и 5 миллионов лет назад (Короновский, 1997). Это прямо подтвердило пульсационный режим поступления глубинных газов. Аналогичные выводы были сделаны при наблюдении эпизодического характера формирования крупных батолитов (DeSilva, Gosnold, 2007).

Типы глубинных разломов, развитых в пределах островных дуг

Говоря о глубинных разломах, связанных с системами островных дуг надо иметь в виду, что островная дуга сама по себе является разломом первого порядка. Этот разлом находит выражение в сейсмофокальных зонах. Гипоцентры землетрясений располагаются в пределах призмы, погружающейся в направлении от океана к континенту под общим углом около 30° . Глубина очагов землетрясений закономерно увеличивается в направлении от океана к континенту. Максимальная глубина очагов составляет несколько сот километров. Общепризнанно, что определяющим типом движений по этому разлому является поддвиг (субдукция) океанических плит под плиты континентальные. Тыловая граница сейсмофокальной зоны совпадает с внутренней границей линейной зоны гравиметрических аномалий. И вот она-то и является главным типом глубинных разломов в пределах островных дуг и близких к ним геотектонических систем. Тыловая граница сейсмофокальной зоны совпадает с зоной высокого градиента поля силы тяжести, разделяющей геоантиклиналь внешней дуги и вулканический пояс внутренней дуги. Таким образом, разлом в общей форме разделяет зону, характеризующуюся устойчивой тенденцией к поднятию и зону относительного погружения. Зона эта совпадает с флексурой поверхности Мохоровичича, контролирующей пространственное положение вулканического пояса внутренней дуги, а в случае Камчатки – грабен-синклинали в пределах заполненной неоген-четвертичными вулканитами (Штейнберг, 1966). Учитывая большую глубину заложения этого разлома, его долгоживучесть, можно считать его разломом первого порядка в пределах островных дуг и сходных с ними геотектонических систем (если отбросить саму сейсмофокальную зону).

Говоря о природе глубинных разломов островных дуг, следует обратить внимание на систематически повторяющийся переход островных дуг при пересечении с геотектоническими системами типа Камчатки в грабен-синклинали. При пересечении острова Хонсю островной дугой Изу-Бонин располагается грабен Фосса Магна (Большой Ров). Курильская островная дуга продолжается на Южной Камчатке грабен-синклиналью Южной Камчатки – частью вулканического пояса Восточной Камчатки. Дуга Тонга-Кермадек продолжается на Северном острове Новой Зеландии в форме грабена Таупо. На Аляске при сочленении с Алеутской островной дугой образуется линейная депрессия по морфологии аналогичная грабен-синклиналиям.

Для понимания природы этого разлома следует напомнить, что разлом, ограничивающий внешний антиклинальный пояс Северного острова Новой Зеландии, идущий по границе грабена Таупо с хребтами Руахине и Тараруа, находит прямое продолжение в Альпийском разломе, пересекающем Южный остров несколько вкось по отношению к его длинной оси. Некоторые авторы считают, что вдоль этого разлома отмечаются крупные горизонтальные перемещения (Wellman, 1955, 1956). Разлом частично совпадает с медианной линией, разделяющей две резко различные зоны метаморфизма: Тасманский метаморфический пояс на западе и метаморфический пояс Вакатику на востоке. Время метаморфизма в обоих поясах относят к периоду меловой орогении Рангитата. Наиболее древние датировки, полученные К-Аг методом, дают время 120 миллионов лет. В то же время, абсолютный возраст биотита из метаморфических пород в зоне Альпийского разлома 4-8 млн. лет, что соответствует одной из последних фаз движений в этой зоне. Последние движения по Альпийскому разлому отмечаются в среднем плейстоцене. В настоящее время вдоль разлома располагается значительное число термальных источников. Высота подъема хребтов, сложенных докайнозойскими отложениями, составляет 1500-3000 метров, что отражает амплитуду вертикальных перемещений новейшего времени.

А. Мияширо (Miyashiro, 1961), а вслед за ним Х. Хаттори (Hattori, 1968) считают, что эти зоны соответствуют парной системе метаморфических зон Юго-Западной Японии, зоны Риоке-Самбагава разделенных разломом Медиан Лайн. В соответствии с идеей парных метаморфических поясов оба их элемента образуются одновременно. К северу от

Медиан Лайн располагается метаморфический пояс Риоке, в пределах которого развиты слюдястые сланцы и гнейсы, биотитовые амфиболиты, сопровождающиеся небольшим количеством амфиболовых сланцев, амфиболитов и гнейсов. В зоне высоких степеней метаморфизма близ разлома и вокруг интрузий присутствуют силлиманит, андалузит, кордиерит. В зоне низких степеней метаморфизма наиболее характерным минералом является хлорит. К югу от Медиан Лайн расположен метаморфический пояс Самбагава. Здесь в зоне высоких степеней метаморфизма проявляется фация зеленых сланцев, редко эпидот-амфиболитовая. В некоторых породах присутствуют жадеит и глаукофан. Контакт со слабометаморфизованными породами обычно проходит по сбросам, редко наблюдаются постепенные переходы. Метаморфизм развит, в основном, в палеозойских толщах, но последние исследования показали, что область низких степеней метаморфизма пояса Самбагава охватывает породы комплекса Шиманто (верхняя юра-палеоген).

Обстановка общего сжатия во внешнем геоантиклинальном поясе приводит к его малой проницаемости для гидротерм. Этим объясняется резко пониженная величина теплового потока в пределах этой (передовой) зоны. Напротив, тыловая зона характеризуется обстановкой общего растяжения. Она характеризуется резко повышенными значениями теплового потока. Именно здесь располагаются вулканические пояса и многочисленные проявления современных гидротерм.

Различия в характере метаморфизма отражают особенности Р-Т условий на крыльях разлома – интенсивный динамометаморфизм при относительно низких температурах в южном, фронтальном крыле и высокотемпературный метаморфизм в его южном, тыловом крыле. Возраст парной системы метаморфических поясов Риоке-Самбагава соответствует времени массового внедрения гранитов и выбросов кислой пирокластики в тыловой зоне Юго-Западной Японии, то есть нижнему мелу. Отдельные импульсы движений по Медиан Лайн продолжаются до среднего плейстоцена.

Генератором движений по этим разломам, скорее всего, является тенденция к восстановлению изостатического равновесия в зоне высоких отрицательных значений изостатических аномалий силы тяжести в пределах геоантиклинали внешней дуги. Таким образом, природу этого разлома можно ближе всего определить, как взброс.

Градиентные зоны, разделяющие блоки с разной плотностью эпицентров, имеют широтную ориентировку. К северу от сейсмофокальной зоны они во всех случаях смещены на северо-восток-восток, т.е. в сторону океана. Соответствие смещений не линейным полосам глубокофокусных землетрясений, а разделяющим их градиентным зонам связано, по-видимому, с наклоном сместителя поперечных глубинных разломов. Разломы эти интерпретируются, как глубинные правые сдвиги (Аверьянова, 1968). Плотность определялась по количеству очагов в квадратах со стороной 25 км. Векторы сжатия наносились по данным В. М. Зобина. Векторы сжатия в очагах землетрясений ориентируются по простиранию отдельных блоков или по нормали к нему. Учитывая это, можно ожидать, что соответствующие им на поверхности разломы должны идти по нормали к общему простиранию структур, т.е. в северо-восточном направлении, ссекая структуры под острым углом. И действительно, в районе выхода на поверхность во всех случаях наблюдаются разломы северо-западного простиранения. Главный горизонтально-ориентированный вектор сжатия в зоне развития мелкофокусных землетрясений имеет меридиональное простирание (Аверьянова, 1968).

Разложение этого вектора на две составляющие – нормальную и касательную по отношению к простиранию структур – показывает наличие сдвиговой компоненты, направленной вдоль простирания сейсмофокальной зоны. Учитывая это, можно говорить о левом сдвиге вдоль крыла сейсмофокальной зоны близ склона Курило-Камчатского желоба. Этим объясняется характерная для островных дуг и связанных с ними геотектонических систем тенденция к развитию по простиранию в ходе геологического времени и изменение простиранения некоторых блоков в зоне полуостровов Восточного

побережья Камчатки. В частности, меридиональная вытянутость подводных хребтов, продолжающих эти полуострова, связана с подворотом структур под влиянием сдвиговых дислокаций. Общее направление горизонтальных движений определяет парное строение эшелонированной системы структур Камчатки (чередование горст-антиклиналей и грабен-синклинальных поясов), а система секущих сдвигов определяет продольное чередование разнородных блоков и создает дополнительные осложняющие структуры. Закономерность эта является общей для всей системы островных дуг и связанных с ней геотектонических систем.

Анализ распределения эпицентров землетрясений по площади, проведенный автором для Курило-Камчатской сейсмофокальной зоны, показывает, что она имеет четко выраженное блоковое строение. Основой для оценки внутренней структуры сейсмофокальной зоны явилось построение карты плотности эпицентров. Очаги землетрясений делились по глубине на несколько групп:

- глубокие, с глубиной очага более 100 км,
- средние с глубиной очага 60-70 км,
- мелкие с глубиной очага менее 60 км.

Данные о положении эпицентров цитируются по материалам работ (Токарев и др., 1968, 1970, Федотов и др., 1967, 1970, Аверьянова, 1968).

Блоки с высокой плотностью гипоцентров чередуются с участками, характеризующимися пониженной плотностью очагов землетрясений. Блоки с различной плотностью очагов разделены зонами высоких градиентов плотности очагов, по всей видимости, отвечающих сдвигам. Они имеют широтную ориентировку. По ним фиксируется горизонтальное смещение границы геоантиклинали внешней дуги и вулканического пояса. Величина горизонтального смещения по этим сдвигам за четвертичное время составляет несколько километров.

Это – разломы второго порядка в островных дугах и сходных с ними геотектонических системах. Точки пересечения такого рода сдвигами флексуры поверхности Мохоровичича контролируют структурную позицию крупных долгоживущих вулканических центров вулканического пояса Восточной Камчатки

Рассмотрение напряжений в очагах землетрясений показывает, что движения имеют преимущественно сдвиговую природу (Zobin, 1979). В пологой и верхней части сейсмофокальной зоны наблюдаемые локальные деформации хорошо описываются тангенциальными движениями по плоскостям падения сейсмофокальной зоны (при горизонтальных северозападных направлениях осей сжатия). Судя по взбросовому характеру деформаций, основная сейсмичность сосредоточена здесь на верхней границе субдицирующей плиты. Несколько иная картина наблюдается в нижней части фокальной зоны, где ось преобладающего сжатия близка к плоскости плиты. Такая конфигурация не может быть описана только скольжением по поверхности погружающейся плиты, но подразумевает и ее внутренние деформации в условиях сжатия (Ландер, 2000).

ЛИТЕРАТУРА

Авдейко Г. П., О. Н. Волынец, Ю. А. Антонов, А. А. Цветков и др., 1992, Подводный вулканизм и зональность Курильской островной гряды, Москва, Наука, 528 стр.;

Аверьянова В.Н., 1968, Детальная характеристика сейсмических очагов Дальнего Востока. М., Наука;

Аносов Г. И., С. К. Биккенина, А. А. Попов, и др., 1978, Глубинное сейсмическое зондирование Камчатки. Москва, Наука, 130 стр.;

Апрелков С. Е., 1966, Геология позднеэоценовых и четвертичных вулканов хребта Ивлюк на Камчатке. В кн. «Вулканические и вулcano-плутонические формации». Тр. II Всесоюз. вулканолог. совещ., т. 2. М., Наука;

Архипов И. В. 1964 Очерк тектоники островов Индонезийского архипелага. В сб. «Кайнозойские тектонические зоны периферии Тихого океана». Тр. ГИН, вып. 113. М., Наука

Атлас землетрясений СССР. 1962 М., Изд-во АН СССР;

Бакуменко И. Т., Н. А. Шугурова, Э. Н. Эрлих, Н. М. Попова, 1970, Генезис кварца из пемз вулкана Хангар. Докл. АН СССР, т. 191, № 3;

Балакина Л.М. 1962, Общие закономерности в направлениях главных напряжений, действующих в очагах землетрясений Тихоокеанского сейсмического пояса. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 11;

Барт Т. 1956, Теоретическая петрология. М., ИЛ;

Безруков П.Л. Донные отложения Курило-Камчатской впадины. Тр. Ин-та океанологии, т. 12. М.;

Белова М. Б. и др. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Камчатки. М., Гостехиздат, 1961.

Белоусов А. Ф., 1970, Об основном вопросе в проблеме происхождения магм базальтоидных ассоциаций. Геол. и геофиз., № 1;

Беммелен ван Р., 1960, Системы течений в силикатной оболочке. В сб. «Вопросы современной зарубежной тектоники». М., ИЛ;

Беммелен ван Р. 1963, Вулканология и геология игнимбритов Индонезии, Северной Италии и США. Сб. «Проблемы палеовулканизма». М., ИЛ;

Беньоф Г. 1957, Сейсмические данные о строении коры и тектонической деятельности. В сб. «Земная кора». М., ИЛ;

Богданов Н.А., Н. Л. Добрецов, 1987, Синхронность активных геологических процессов на континентах и океанах. Известия АН СССР, сер. геол., № 11, стр. 41-52;

Брагин Н. Ю., В.П. Зинкевич, О. В. Ляшенко, А. Г. Политов А. Г., Н. В. Цуканов Н. В., 1986, Среднемеловые (апт-туронские) отложения в тектонической структуре Восточной Камчатки. Очерки по геологии Востока СССР. М., Наука, стр. 21-35;

Брайцева О. А., Т. С. Краевая, Е. Г., Лупикина,

1966, О возрасте молодых пемзовых отложений района Курильского озера на Южной Камчатке. В сб. «Стратиграфия вулканогенных формаций Камчатки», М. Наука;

Брайцева О. А., И. В. Мелекесцев, 1966, Возраст современного рельефа Камчатки. В сб. «Вопросы географии Камчатки», № 4. Петропавловск-Камчатский;

Брайцева О. А., И. В. Мелекесцев, И. С. Евтеева И. С, Е. Г. Лупкина, 1968, Стратиграфия четвертичных отложений и оледенения Камчатки. М., Наука;

Браун Д., К. Кэмпбелл., К. Крук, 1970, Геологическое развитие Австралии и Новой Зеландии. М., Мир;

Васильковский Н. П., 1959, К теории земной коры. Матер. по регион. геол. Тр. СНИИГГИМС, вып. 5;

Васильковский Н. П., 1960, К проблеме островных дуг. В кн. «Материалы к первой Всесоюзной конференции по геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса», вып. 1. Владивосток;

Венинг Меинец Ф. А., 1957, Пластическое впаивание земной коры: происхождение геосинклиналей. В сб. «Земная кора». М., ИЛ;

Виноградов А. П., Девирц А. Л. и др., 1962, Определение абсолютного возраста по C^{14} . Сообщение 3. Геохимия, № 5;

Власов Г. М., 1964, Камчатка, Курильские и Командорские острова — звено островных дуг Восточной Азии. Геология СССР, т. XXXI, Камчатка и Курильские острова, Ч. I. Геологическое описание. М.;

Власов Г. М., 1963, Рудные формации вулканических зон Тихоокеанского побережья. В сб. «Палеовулканология и проблема вулканогенных формаций». Алма-Ата;

Власов Г. М., 1958, Тектоническое строение Тихоокеанских окраин СССР. В кн. «Геологическое строение СССР», т. 3. М., Госгеолтехиздат;

Влодавец В. И., 1966, Вулканическая деятельность на Земле в историческое время. В кн. «Современный вулканизм». Тр. II Всесоюз. Вулканол. совещ., т. 1. М., Наука;

Влодавец В. И., 1940, Ключевская группа вулканов. Тр. Камч. вулканол., ст., вып. 1;

Влодавец В. И., Пиип Б. И., 1957, Каталог действующих вулканов Камчатки. Бюлл. Вулканол. ст., № 25;

Волков А. Н., Лившиц М. Х., Сергеев К. Ф., Сирый И. М., Соловьев С. Д., Таболяков А. Я., Тузов И. К. Глубинное строение Курильской зоны современного вулканизма. Проблемы вулканизма (Матер. ко II Всесоюз. Вулканол. совещ.). Петропавловск-Камчатский, 1964;

Волхонин В. С., Лишневский Э. Н. К вопросу о природе основных тектонических структур южной части Советского Дальнего Востока в свете геофизических данных. Геол. и геофиз., № 9, 1960;

Волынец О. Н. Плагиоклазы с промежуточной оптикой в кислых четвертичных лавах Юго-Восточной Камчатки и их генезис. В сб. «Вулканизм, гидротермы и глубины Земли». Петропавловск-Камчатский, 1969;

Волынец О. Н., Колосков А. В., Флеров Г. Б., Шилин Н. Л. Формация габбро-гранодиоритов миоценового возраста. В сб.: «Формации и фации верхнемеловых и кайнозойских магматических образований Центральной Камчатки». М., Наука, 1968;

В у д Б., Г р и н д л и Дж., Харрингтон Х. Геологический очерк Новой Зеландии. ИЛ, 1963.

Геология СССР. Т. XXXI. Камчатка, Курильские острова. Ч. 1. М., Недра.

Геологическое развитие Японских островов. М., Мир, 1968.

Г е р т Г. Геология Анд. М., ИЛ, 1959;

Герман Л. Л. Древнейшие кристаллические комплексы Камчатки, М. Недра, 1978.- 128 стр.;

Гладенков Ю. Б., Синельникова В. Н., Челебаева А. И., Шанцер А. Е. Биосфера – экосистема-биота в прошлом экосистем Земли. Экосистемы кайнозоя северной Пацифики. Эоцен-олигоцен Западной Камчатки и сопредельных районов. М., ГЕОС, 2005.- 479 стр.

Г о р ш к о в Г. С. Вулканизм Курильской островной дуги. М., Наука, 1967.- 268 стр.;

Г о р ш к о в Г. С. Явления вулканизма и верхняя мантия. В сб. «Химия земной коры», т. 2. М., Наука, 1964;

Г о р ш к о в Г. С. Глобальные особенности петрохимии вулканических пород и основные структуры Земли, В сб.: «Петрохимические особенности молодого вулканизма». Изд-во АН СССР, 1963;

Г о р ш к о в Г. С. Богоявленская Г. Е. Вулкан Безымянный и особенности его последнего извержения 1955—1963 гг. М., Наука, 1965;

Г о р я ч е в А. В. Основные закономерности тектонического развития Курило-Камчатской зоны. М., Наука, 1966;

Г л а д е н к о в Ю. Б. Об алнейской серии Камчатки. Изв. АН СССР, сер. Геол., № 5, 1965;

Г у з и е в И. С. Щелочной магматизм Тигильского района Западной Камчатки. В кн.: «Вулканические и вулканоплутонические формации». Тр. II Всесоюз. вулканолог, совещ., т. II. М., Наука, 1966;

Г у т е н б е р г Б., Р и х т е р К. Сейсмичность Земли. М., ИЛ, 1948;

Д е н и с о в Е. П. Новейшая тектоника и позднекайнозойский вулканизм Южного Приморья и прилегающих областей. Владивосток, 1965;

Добрецов Н. Л., Конников Э. Г., Скляр Е. В., Медведев В. Н. Марианит-бонинитовая серия и эволюция офиолитового магматизма Восточного Саяна. Геология и геофизика, №12, 1986, с. 29-35;

Дубик Ю. М., М е н я й л о в И. А. Новый этап эруптивной деятельности вулкана Безымянного. В сб. «Современный вулканизм». М., Наука, 1969;

Е г и а з а р о в Б. Х., Д у н д о О. П., А н и к е е в а Л. И., Р у с а к о в И. М., Д е г т я р е н к о Ю. П. Геология и полезные

ископаемые Корякского нагорья. М., Недра, 1965;

Ермаков В. А., Егорова И. А., Алыпova О. М., Новые данные о составе и возрасте алнейской серии Юго-Восточной Камчатки. Докл. АН СССР, 1968, т. 183, № 2;

Заварицкий А. Н. Вулканы Камчатки. Труды Лаборатории вулканологии АН СССР, 1955, вып. 10;

Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. М., Изд-во АН СССР, 1950;

Заварицкий А. Н. Некоторые факты, которые надо учитывать при тектонических построениях. Изв. АН СССР, сер. Геол., 1946, № 2, с. 3-10;

Зинкевич В. П., Константиновский Е. А., Цуканов Н. В. и др., 1993, Аккреционная тектоника Восточной Камчатки. М., Наука, 1993.- 272 с.

Зинкевич В. П., Колодяжный С. Ю., Брагина Л. Г. и др. Тектоника восточного обрамления Срединнокамчатского массива метаморфических пород. Геотектоника, 1994, № 1, с. 81-96.

Зоненшайн Л. П., Савостин Л. А., Седов А. П. Глобальные палеогеографические реконструкции для последних 160 миллионов лет. Геотектоника, 1984, № 3, с. 3-16;

Зубин М. И., Мелекесцев И. В., Таракановский А. А., Эрлих Э. Н. Четвертичные кальдеры Камчатки. В кн.: «Вулканизм, гидротермы и глубины Земли». Петропавловск-Камчатский, 1969;

Ильвицкий М. М. Парагенетические типы оливинов и статистический анализ их химизма. Зап. Всесоюз. Минералог. Об-ва, 1968, ч. 97, вып. 6;

Ишикава Т., Минато М., Куно Х., Мацумото И., Яги К. Спекшиеся туфы и отложения пемзовых потоков и раскаленных туч Японии. В сб.: «Проблемы палеовулканизма». М., ИЛ, 1963;

Йодер Г. С, Тилли К. Э. Происхождение базальтовых магм. М., Мир, 1965;

Иванов Б. В., Извержение Карымского вулкана в 1962—65 гг. и вулканы Карымской группы. М., Наука, 1970;

Каипов А. Д., Баймуратов М. Н. Муассанит из эффузивно-интрузивных пород Акбастау-Кусмурунского рудного поля. Изв. АН КазССР, сер. Геол., 1970, № 3,

Карта Тихого океана. Масштаб 1 : 10 000 000. Гл. ред. Г. Б. Удинцев. М., ГУГК, 1964.

Кожемяка Н. Н. Четвертичное оледенение Срединного хребта Камчатки и вопросы расчленения четвертичных эффузивов. В сб.: «Стратиграфия вулканических формаций Камчатки». М., Наука, 1966;

Колосков А. В., Флеров Г. Б., Селиверстов В. А. и др. Калиевые вулканы Центральной Камчатки в составе верхнемеловой-палеогеновой щелочной провинции. Петрология. 1999, т. 7, № 5, с. 559-576.

Колосков А. В., Коваленко Д.В. Новые возрастные датировки проявления кайнозойского магматизма на Камчатке. Вестник КРАУНЦ, Науки о Земле, 2009, №. 1, вып. 13, стр. 83-87;

Коржинский Д. С. Взаимодействие магм с трансмагматическими флюидами. Записки Всесоюзного Минералогического Общества, 1974, часть 103, вып. 2, с. 173-178;

Короновский Н. В. Гидротермальные образования в океанах. Соросовский образовательный журнал. 1999, № 10, с. 55-62;

Косминская М. П. и др. Основные черты строения земной коры Охотского моря и Курило-Камчатской зоны Тихого океана по данным ГСЗ. Изв. АН СССР, сер. Геофиз., 1963, № 1;

Кочегура В. В., Огородов Н.В., Кожемяка Н.Н. Палеомагнитная корреляция плиоцен-плейстоценовых эффузивов Срединного хребта Камчатки. Геол. и геоф., 1969, № 8;

Кропоткин П.Н., Шахварстова К.А. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. М., Наука, 1965;

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., Недра, 1964;

Кузнецов Ю. А., Изох Э. П. Геологические свидетельства интрателлурических потоков тепла и вещества как агентов метаморфизма и магмообразования. В сб.: «Проблемы петрологии и генетической минералогии». М., Наука, 1969,;

Кузьмин В. К., Чухонин А.П. О докембрийском возрасте гнейсов Камчатского массива. Докл. АН СССР, 1980, т. 251, № 4, с. 932-935;

Ландер А. В. Сейсмичность Охотоморского региона. В: Объяснительная записка к тектонической карте Охотоморского региона. Институт литосферы окраинных и внутренних морей. Москва, 2000, с. 141-147;

Ларин В. Н. Наша Земля, Москва, Агар, 2005.- 246 с.;

Лебедев М. М. Верхнемеловые кристаллические сланцы Камчатки. Советская геология. 1967, №4, с. 57-69;

Леглер В.А. Развитие Камчатки в кайнозое с точки зрения теории литосферных плит. В: Тектоника литосферных плит (источники энергии тектонических процессов и динамики плит). Институт океанологии АН СССР, 1977, с. 137-169;

Левашова Н. М., Кинематика позднемеловых и мел-палеогеновых асимметрических островных дуг Камчатки. Автореферат канд. дисс., 1959, 26 с.;

Леонова Л. Л., Удальцова Н.И., Иванов Б. В. Редкие щелочные и радиоактивные элементы в породах Карымского вулкана. В сб.: «Вулканизм, гидротермы и глубины

Земли». Петропавловск-Камчатский, 1969;

Личков Б. Л. К основам современной теории Земли. СПб, Изд-во СПбГУ, 1965, 119 с.

Ли Сы-гуан. Вихревые структуры северо-Западного Китая. М.-Л., Госгеолиздат, 1958.- 130 с.;

Лучицкая М. В., Соловьев А.В., Хоуриган Дж. К. Два этапа формирования гранитоидов Срединного хребта Камчатки: их тектоническая и геодинамическая позиция. Геотектоника, 2008, №4, июль-авг., с. 49-69;

Львов А. Б., Неелов А.Н., Богомолов Е.С., Михайлов Н.С. О возрасте метаморфических толщ пород Ганальского хребта Камчатки. Геология и геофизика, 1985, №7, с. 47-51;

Малеев Е.Ф., Неогеновый вулканизм Закарпатья. М., Наука, 1964,;

Маракушев А. А., Тарарин И.А. О глубинности формирования гранитоидов. В кн.: XXII сессия МГК. Петрографические формации и проблемы петрогенезиса. Доклады советских геологов, М., Наука, 1964;

Марков М.С. Метаморфические комплексы и базальтовый слой земной коры островных дуг севера Тихого океана. Труды ГИН АН СССР, вып. 268, М., Наука, 1975.- 232 с.;

Марков М. С., Аверьянова В.Н., Карташев И.П., Соловьева И. А., Шувалов А. С. Мезокайнозойская история и строение земной коры Охотского региона. М., Наука, 1967;

Мархинин Е. К. Роль вулканизма в формировании земной коры. М., Наука, 1967;

Мархинин Е. К., Поспелова Г.А. Некоторые данные палеомагнитных исследований на Курильских островах. Изв. АН СССР, сер. Геофиз., 1959. № 10;

Масайтис В. Л. Плиоцен-четвертичные базальты Корейского полуострова и смежных территорий. В кн.: «Вулканические и вулcano-плутонические формации». Тр. II Всесоюз. вулканолог. совещ., т. 2. М., Наука, 1966,.

Масуренков Ю. П. Включения в вулканических породах и проблема возникновения магматических расплавов. В сб.: «Вулканизм, гидротермы и глубины Земли». Петропавловск-Камчатский, 1969;

Мелекесцев И. В. Масштаб и возраст последней крупнейшей вспышки кислого вулканизма на Камчатке. Сб. «Вулканизм и геохимия его продуктов». М., Наука, 1967;

Мелекесцев И. В., Краевая Т.С., Брайцева О.А. Рельеф и отложения молодых вулканических районов Камчатки. М., Наука, 1970;

Менард Г. У. Геология дна Тихого океана. М., Мир, 1966;

Набоко С. И. Петрохимические особенности молодых и современных лав Камчатки. В сб.: «Петрохимические особенности молодого вулканизма». М., Наука, 1963;

Набоко С. И., ред. Вулканизм, гидротермальный

процесс и рудообразование. Москва, Наука, 1974.- 170 с.;

Неверов Ю. Л., Сергеев К. Ф. Основные этапы развития кайнозойского вулканизма Большой Курильской гряды. В сб.: «Вулканические и вулcano-плутонические формации». М., 1966;

Огородов Н. В. Четвертичный вулканизм Срединного хребта Камчатки. В кн.: «Вулканические и вулcano-плутонические формации». Тр. II Всесоюз. вулканолог. совещ., т. 2. М., Наука, 1966;

Огородов Н. В., Кожемяка Н. Н., Васьковская О. А., Огородова А. С. Вулкан Уксичан в Срединном хребте Камчатки. Сб. «Вулканизм и геохимия его продуктов». М., Наука, 1966;

Огородов Н. В., Кожемяка Н. Н., Васьковская О. А., Огородова А. С. Вулканы и четвертичный вулканизм Срединного хребта Камчатки. Наука, М., 1972.- 190 с.;

Остапенко В. Ф. Спекшийся туф кальдеры Медвежьей (о. Итуруп, Курильские о-ва). Докл. АН СССР, 1967, т. 174, № 4;

Петрология верхней мантии. М., Мир, 1968.

Печерский Д. М., Шапиро М. Н. Палеомagnetизм верхнемеловых и палеогеновых вулканогенных серий Восточной Камчатки: доказательство абсолютных перемещений древних зон субдукции. Физика Земли, 1996, № 2, с. 31-55;

Петрушевский Б. А. Вопросы геологической истории и тектоники Восточной Азии. М., Наука, 1964;

Пийп Б. И. Ключевская сопка и ее извержения в 1944—45 гг. и в прошлом. Тр. Лаб. вулканологии АН СССР, 1956, вып. II;

Поляк Б. Г. Геотермические особенности области современного вулканизма (на примере Камчатки). М., Наука, 1966;

Пушаровский Ю. М. О тектоническом положении вулканических зон на западе Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца. В сб.: «Вулканические и вулcano-плутонические формации». Тр. II Всесоюз. вулканолог. совещ., т. II. М., Наука, 1966;

Пушаровский Ю. М. Пути тектонического районирования кайнозойских структур, обрамляющих Тихий океан. В сб.: «Кайнозойские тектонические зоны периферии Тихого океана». Тр. ГИН, вып. 113. М., Наука, 1964;

Пушаровский Ю. М., Афремова Р. А. Очерк тектоники Новогвинейско-Новозеландского сектора Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца. В кн.: «Мезозойские и кайнозойские структурные зоны запада Тихоокеанского тектонического пояса». М., Наука, 1965;

Пушаровский Ю. М., Р. А. Афремова Р. А. О структурной позиции зон молодого вулканизма в Тихоокеанском тектоническом поясе. Геотектоника, 1967, № 1;

Ривош Л. А. Некоторые геофизические данные о глубинном геологическом строении Камчатской депрессии. Сов.

геол., 1963а, № 2;

Ривош Л. А. О тектонике Камчатского полуострова и дна прилегающих к нему районов (по геофизическим данным). Геол. и геофиз., 1963б, № 6;

Рикитак Т. Геофизические и геологические данные о Японской островной дуге и ее обрамлении. В кн.: «Окраины континентов и островные дуги». М., Мир, 1970.

Ритман А. Вулканы и их деятельность. М., Мир, 1964;

Розенкранц А. А., Ковалева В. В. Древняя зона Бениоффа Камчатского полуострова и ее роль в формировании Срединного вулканического пояса. В: Глубинное строение, магматизм и металлогения тихоокеанских вулканических поясов. Владивосток, ДВГИ, 1976, с. 139-141;

Родионова Р. И., Федорченко В. И., Шилов В. Н. Вулканические плато хребта Вернадского (о. Парамушир, Северные Курильские о-ва). В сб.: «Базальты плато». М., 1964а;

Родионова Р. И., Федорченко В. И., Шилов В. Н. Геологическое строение четвертичных вулканов Курильских островов. Тр. СахКНИИ, вып. 16. Южно-Сахалинск, 1966;

Романкевич Е. А., Безруков П. Л., Баранов В. И., Христианова Л. А. Стратиграфия и абсолютный возраст глубоководных осадков западной части Тихого океана. Сб. Результаты исследований по междунар. геофиз. проектам. Океанология, 1966, № 14. М., Наука;

Ротман В. К. Общие черты тектономагматического развития переходной зоны северо-западной части Тихого океана и континента Азии в мезозое и кайнозое. В: Тектоника регионов. Труды ВСЕГЕИ, т. 311, Л., ВСЕГЕИ, 1982, с. 86-92;

Ротман В. К. Петрохимическая эволюция лав Срединного Камчатского хребта. В сб.: Петрохимические особенности молодого вулканизма. М., 1963а.

Ротман В. К. История вулканизма Центральной Камчатки в позднемеловое и кайнозойское время. Автореф. канд. дисс. Л., 1963б;

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

Сайкс Л. Сейсмичность и глубинное строение островных дуг. В кн. Окраины континентов и островные дуги. М., Мир, 1970;

Святловский А. Е. Вулканизм и четвертичная тектоника Камчатки. Автореф. докт. дисс. М., ГИН, 1960;

Святловский А. Е. Очерк истории четвертичного вулканизма и тектоники Камчатки. М., Наука, 1967;

Святловский А. Е., Эрлих Э. Н. О закономерностях пространственного распределения четвертичного вулканизма Камчатки. В кн.: Проблемы вулканизма. Матер. ко II Всесоюз. вулканол. совещ. Петропавловск-Камчатский, 1964;

Селиверстов Н. И., Авдейко Г. П., Иванов А. И. и др., 1986, Новый подводный вулкан в западной части Алеутской островной дуги. Вулканология и сейсмология, 1986, № 4, с. 8-16;

Сиверцева И. А., Смирнова А. И. О находке палеозойских спор в метаморфических отложениях Камчатки. Геология и геофизика, 1974, №6, с. 126-128;

Сирин А. Н., 1968, О соотношении центрального и ареального вулканизма. М., Наука;

Славин В.И., Д. Яранов, 1960, Срединные массивы Европейской части альпийской геосинклинальной области. XXI сессия МГК. Докл. сов. геол. Проблема 18. Структура земной коры и деформация горных пород. М., Изд-во АН СССР;

Спижарский Т.Н. Тектоническая карта СССР. Масштаб 1 : 5 000 000. Госгеолтехиздат, 1965;

Тараканов Р. З., Левый Н.В. Новая модель слоистого строения верхней мантии Курило-Японского региона зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану по сейсмологическим данным. Докл. АН СССР, 1967, т. 173, № 3;

Тарарин И. А., Бадрединов Э. Г., Дриль С.И., Геохимия и возраст метаморфических пород Хавывенской возвышенности Восточной Камчатки. Геохимия, 2007, № 9, с. 962-980;

Тектоническая карта Евразии. Масштаб 1 : 5000000. Гл. ред. А. Л. Яншин. М., 1966;

Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. М., ИЛ, 1961;

Тимербаева К. М. Петрология Ключевских вулканов на Камчатке. М., Наука, 1967.

Тихонов В.И. Унаследованные и наложенные структуры Камчатки и их роль в распределении вулканов. В сб.: «Кайнозойские складчатые зоны севера Тихоокеанского кольца». Тр. ТИН АН СССР, вып. 89. М., Наука, 1963;

Тихонов В. И. О некоторых особенностях развития островных вулканических дуг. В сб.: «Мезозойские и кайнозойские структурные зоны запада Тихоокеанского тектонического пояса». Тр. ГИН, вып. 139. М., Наука, 1965;

Токарев П. И. О связи вулканической и сейсмической активности в Курило-Камчатской зоне. Тр. Лаб. вулканологии АН СССР, 1959, вып. 17;

Токарев П. И., Федотов С. А., Богдасарова А. М., Бобков М. Ф. Землетрясения Камчатки и Командорских островов по данным детальных сейсмологических наблюдений в 1965 г. В сб. «Землетрясения в СССР в 1965 г.», Наука, 1968;

Токарев П. И., Федотов С. А., Годзиковская А. А., Зобин В. М. Землетрясения Камчатки и Командорских островов в 1967 г. В сб.: «Землетрясения в СССР в 1967 г.». Наука, 1970;

Токарев П. И., Федотов С. А., Зобин В. М., Кондратенко А.М. Землетрясения Камчатки и Командорских островов в 1969 г. В сб. «Землетрясения в СССР в 1969 г.». М., Наука, 1970;

Удинцев Г. Б. Рельеф дна и тектоника западной части Тихого океана. В кн.: «Морская геология». XXI сессия МГК, Докл. сов. геол. Проблема 10. М., Изд-во АН СССР, 1960;

Уилкоккс Р. Хронология вулканических пеплов. В кн.:

«Четвертичный период, в США». Т. 1. М., Мир, 1968;

Умбров Дж. Островные дуги. В сб.: «Островные дуги». М., ИЛ, 1952;

Уотерс А. К. 1957, Вулканические породы и тектонический цикл. В сб. «Земная кора». М., ИЛ;

Уэрзел Дж. Строение окраин континентов и развитие океанических желобов. В кн.: «Окраины континентов и островные дуги». М., Мир, 1970;

Фаворская М. А. О некоторых особенностях тектонической активизации в пределах северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. Проблемы вулканизма (Матер. ко II Всесоюз. Вулканолог. совещ.). Петропавловск-Камчатский, 1964;

Фаворская М. А., Волчанская И. К., Фрих-Хар Д. И. и др. Магматизм Юго-Восточной Камчатки и его связь с процессами тектонической активизации. М., Наука, 1965;

Федорченко В.И. Четвертичные вулканы северной части о. Парамушир (Курильские о-ва). Автореф. канд. дисс. М., 1965;

Федотов С. А. О поглощении поперечных сейсмических волн в верхней мантии и энергетической классификации близких землетрясений с нормальной и промежуточной глубиной очага. Изв. АН СССР, 1963, сер. геофиз., № 6;

Федотов С. А. Глубинное строение, свойства верхней мантии и вулканическая деятельность Курило-Камчатской островной дуги по сейсмологическим данным на 1964 г. В кн.: «Вулканизм и глубинное строение Земли». Тр. II Всесоюз. вулканолог. совещ., т. 3. М., Наука, 1966;

Федотов С. А., Токарев П.И., Бобков М.Ф., Кузи И.П. Землетрясения Камчатки и Командорских островов по данным детальных сейсмологических наблюдений в 1964 г. В сб.: «Землетрясения в СССР в 1964 г.». М., Наука, 1967;

Федотов С. А., Токарев П.И., Кузин И.П. Землетрясения Камчатки и Командорских островов по данным детальных сейсмологических наблюдений в 1966 г. В сб. «Землетрясения в СССР в 1966 г.» М., Наука, 1970;

Федотов С. А., Токарев П. И., Годзиковская А. А., Зобин В. М. Землетрясения Камчатки и Командорских островов по данным детальных сейсмологических наблюдений в 1968 г. В сб.: «Землетрясения в СССР в 1968 г.». Наука, 1970;

Федотов С. А., А. И. Фарберов, 1966, Об экранировании поперечных сейсмических волн и магматическом очаге в верхней мантии в районе Авачинской группы вулканов. В кн. «Вулканизм и глубинное строение Земли». Тр. II Всесоюз. вулканолог. совещ., т. 3. М., Наука, 1966;

Флеров Г. Б., Колосков А. В. Палеогеновая субщелочная формация габбро-сиенитового, трахит-риолитового состава. Формации и фации верхнемеловых и палеогеновых образований Центральной Камчатки. М., Наука, 1968, с. 29-49;

Фирсов Л. В. Абсолютный возраст интрузивных пород

островов Кунашир и Уруп (Курильские острова). Докл. АН СССР, 1964, т. 156, № 4;

Цуканов Н. В. , Сколотов С.Г. Офиолиты Валагинского хребта Восточной Камчатки: новые данные о составе и геохимической природе. Вестник КРАУНЦ, сер. наук о Земле, 2005, № 5, стр. 78-98;

Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., 1964;

Хесс Г. Г. Основные структурные черты северо-западной части Тихого океана. В сб.: «Островные дуги» М., ИЛ, 1952;

Червяковский Г. Ф. Вулканические структуры в вулканогенных зонах Урала. Докл. АН СССР, 1964, т. 159, № 1;

Чердынцев В. В., Алексеев В. А., Кинд Н.В., Форова В.С., Сулержицкий Л.Д. Радиоуглеродные даты лаборатории ГИН АН СССР. Геохимия, 1964, № 4;

Шанцер А. Е., Челебаева А.И. Поздний мел Центральной Камчатки, Москва, ГЕОС, 2005.- 115 с.

Шапиро М. Н. Заключение. Основные закономерности тектонического развития Камчатки. В: Белоусов В.В., ред. «Очерки тектонического развития Камчатки», М., Наука, 1987, с. 219-236.;

Шапиро М. Н., Разницын Ю.Н., Ландер А.В. О скоростях и направлениях перемещений зон субдукции в геологическом прошлом. Геотектоника, 1997, № 2, с. 3-13;

Шульдинер В. И., Ханчук А.И., Высоцкий С.В. Допозднемезозойский фундамент Камчатской складчатой области и тектонические условия его формирования. В: Белоусов В. В., ред. «Очерки тектонического развития Камчатки», Москва, Наука, 1987, с. 6-49;

Эрлих Э. Н. Канон Штилле и магматическая геология. Геология и Разведка, 2010, № 2;

Эрлих Э. Н., 2009, Заключение, URL: <http://sites.google.com/geyzeruzon/>

Эрлих Э. Н. Современная структура и четвертичный вулканизм западной части Тихоокеанского кольца, Наука, Новосибирск, 1973.- 244 с.

Эрлих Э. Н., ред. Петрохимия Курило-Камчатской кайнозойской вулканической провинции. Наука, М., 1966.- 279 с.

Эрлих Э. Н., Мелекесцев И.В. Основные стадии четвертичного вулканизма и тектонических преобразований в западной части Тихоокеанского кольца. Бюллетень МОИП, 1973, т. 48, № 3, с. 5-24.

Avdeiko G. P. Evolution of geosynclines in Kamchatka. Pacific Geology, 1971, v. 3, p. 1-14;

Avdeiko G. P., Saveliev O. P., Palaeva A. A., Popruzhenko S. V. Evolution of the Kurile-Kamchatka Volcanic Arc – Dynamics of the Kamchatka-Aleutian Junction. In: Eichelberger, J., Gordeev E., Kasahara M., Izbekov P., Lees J. , eds. Volcanism and subduction. The Kamchatka region. Geophysical Monograph 172, AGU, Washington, D. C., 2009, p. 37-57;

Bemmelen R.W. van. Geology of Indonesia, 1949, v. 1-3;

Bauer K., Trumbell R. B., Vietor T. Geophysical Images and crustal model of intrusive structure beneath Messum ring complex, Namibia. *Earth and Planetary Sci. Letters*, 2003, 216, pp. 65-80;

Craeger J. S., Scholl D.N., et al. Initial Reports of the DSDP. Washington: U. S. Govt. Print office, 1973, vol. 59, 913 p.;

Cuo-Neg Chen, Grapes R. In-situ Melting and Crustal Evolution. Dordrecht, Springer, 2007, 278 p.;

DeSilva Sh. L., Gosnold W.D. Episodic construction of batholiths: Insights from spatiotemporal development of ignimbrite. *Journal of volcanology and Geothermal Research*, 2007, v. 167, p. 320-335;

Eichelberger J., Gordeev E., Kasahara M., Izbekov P., Lees J. Volcanism and subduction, The Kamchatka region. *Geophysical Monograph 172*, AGU, Washington, D. C., 2007, 369 p.;

Erlich E. N., Gorshkov G. S., eds. Quaternary volcanism and tectonics in Kamchatka. *Bulletin Volcanologique*, 1979, sp. volume, vol. 42, issues 1-4, 298 p.

Head J. V., Wilson L. Deep submarine pyroclastic eruptions: theory and forecasted relief and deposits. *Journal of volcanology and geothermal research*, 2003, vol. 121, p. 155-193;

Giggenbach W. F., Hedenquist J.W., Houghton B.F., Otway P.M., Allis R.G. Research drilling into the volcanic hydrothermal system on White Island, New Zealand. *Eos: transaction of AGU*, 1989, vol. 70, pages 98-100, 108-109;

Lander A. V., Shapiro M.N. The origin of the Modern Kamchatka Subduction zone. In: Eichelberger J., Gordeev E., Kasahara M., Izbekov P., Lees J. Volcanism and subduction, The Kamchatka region. *Geophysical Monograph 172*, AGU, Washington, D. C., 2009, p. 57- 65.

Minato M., Gorai M., Hunahashi M., eds. The Geological development of the Japanese Islands. Tsukiji/Shokan, Tokyo, Japan, Ohta, Tokyo, 1965, 442 p.;

Scholl D. W., Buffington E.C., Marlow M.C. Plate tectonics and structural evolution of the Aleutian –Bering Sea Region. *Geol. Soc. America Bull. Paper*, 1975, № 151, pp.1-31;

Stille H., 1944, *Geotectonische Gliederung der Erdgeschifte*, (pages unknown) (in German);

Stille H., *Grundfragen der vergleichenden Tektonik*. Gebruden und Berntraeger, 1924, 459 p. (in German);

Umbgrove J. H. F. *Pulse of Earth*, Hague, 1947, 398 p.;

Zobin V. M. Focal Mechanism of Shallow and Intermediate Earthquakes in Kamchatka-Commandor region, and Heterogeneity of the Active Seismic Zone. In: Erlich and Gorshkov, eds., 1979, p. 43-48.