

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 Крысьих. 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 глабофокусных 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 Аkitан, 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, Илиамна 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 Крысыих 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, объединившей 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, геантиклинали внешней невулканической дуги (Малая Курильская гряда и хр. Витязя), геантиклинали внутренней вулканической дуги (Большая Курильская гряда) и тылового прогиба (Курильская котловина Охотского моря) (рис. 29).

Геантиклиналь внешней дуги сложена породами верхнего мела — палеогена. Отложения более молодого возраста здесь отсутствуют. Однородность геофизических характеристик убедительно свидетельствует об однородности геологического строения структуры. Для геантиклинали 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 геоантиклинали 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 $25—30^\circ$. 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 геосинклиналью 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 геосинклиналь внешней дуги. 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 север-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 горстах 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 валообразным 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).

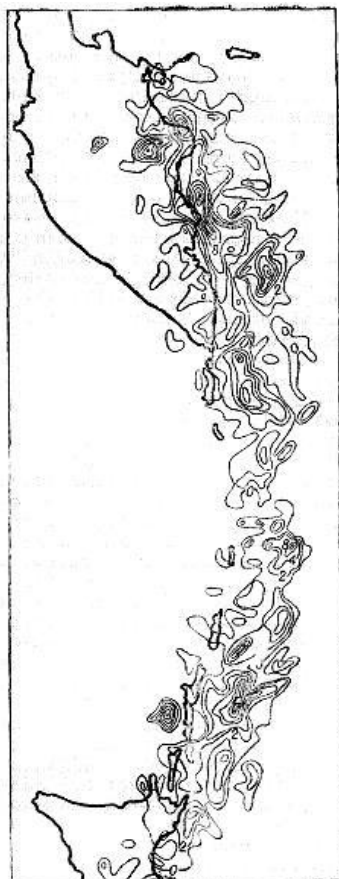


Рис. 30. Карта плотности эпицентров землетрясений Курило-Камчатской зоны.

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 единственный 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 $100-200$, 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 единственный 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 простиранию, 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

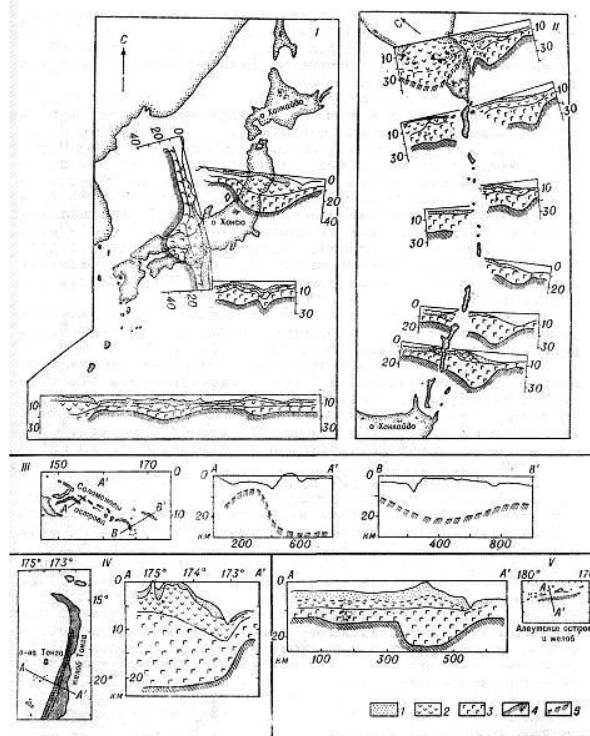


Рис. 31. Геофизические данные о глубинном строении земной коры островных дуг.

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 Baitt 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 Сламел, Тьермаи и Тангкубан

Праху. На фоне общего субширотного простирания 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 простирания, обрывающему структуры внутренней вулканической дуги, и разлому северо-западного простирания, вдоль которого происходит поворот 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 простирание. 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 грядой о-вов Флорес, Солор и Алор, в целом пояс имеет широтное простирание. Однако благодаря системе разломов северо-восточного простирания 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 простирания располагаются узкие зоны грабенов, морфологически выраженные проливами и межгорными впадинами. Учитывая все эти факты, можно заключить, что разломы северо-восточного простирания 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 геантиклинальная 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 геантиклинальная 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 геантиклинальная 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 геантиклинальную 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. Геантиклиналь 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 геантиклинали 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). Геантиклиналь 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. Прайма (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 грабен. 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 геодантиклинали 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-Кристоваль, 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-Кристоваль 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 оливинными 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 Луизиана и Д'Антрасто, 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, лигнитносные 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 подкорковых горизонтах.