

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

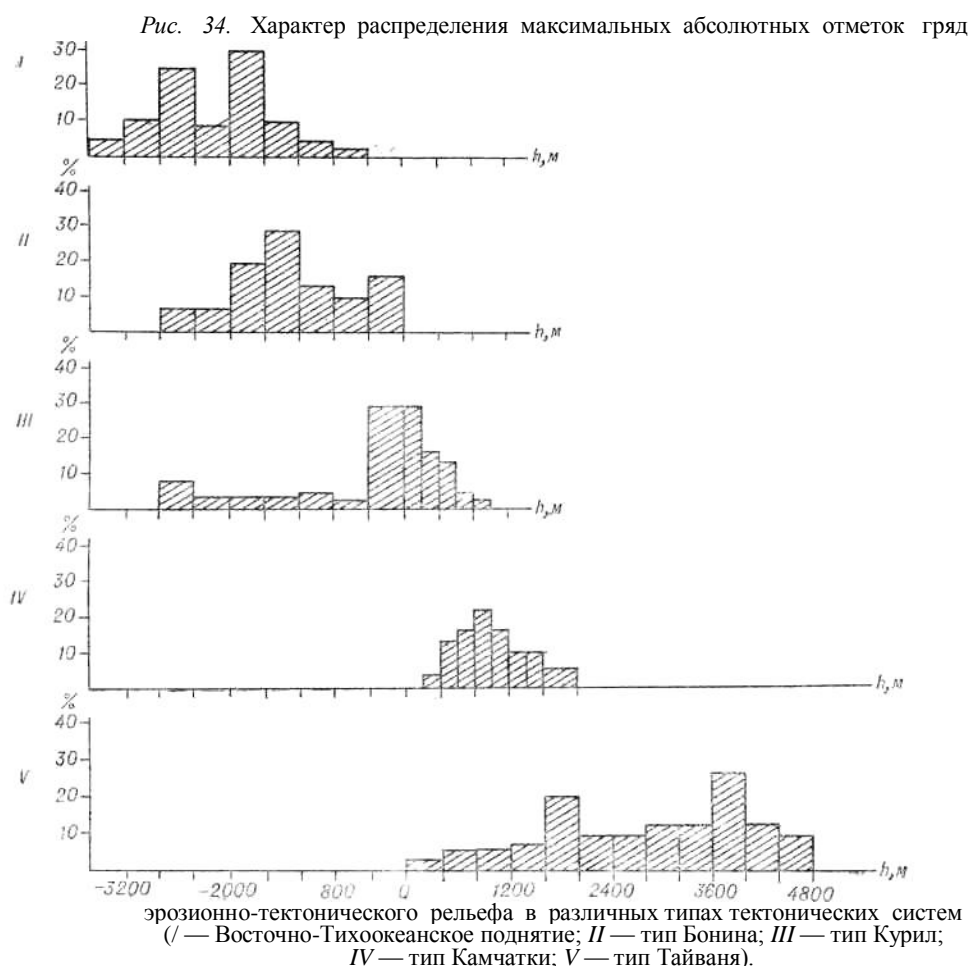
Приведенные материалы позволяют выделить четыре основных типа тектонических систем западной части Тихоокеанского кольца. Ниже проводится сравнительный анализ основных черт структуры тектонических систем каждого выделенного типа.

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 простирацию и переработкой по мере этого

40-



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 фронта 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 гряду. 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 олигоценного 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 олигодена 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 перемытый 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 заложился 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-синклиналь, 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 взаимнообратным 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 «вмялости» 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.

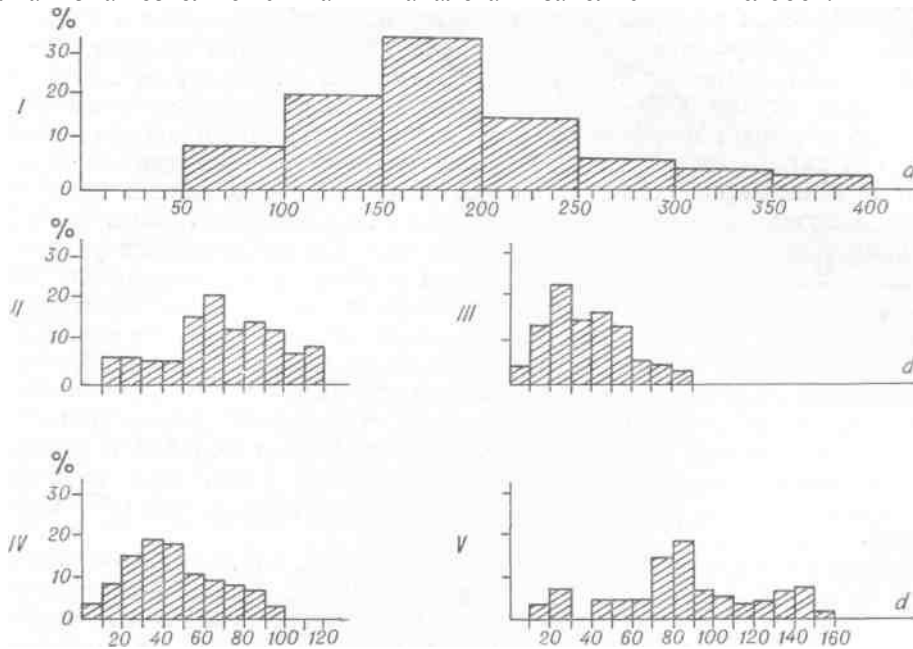


Рис. 35. Ширина морфоструктур в различных типах тектонических систем (римские цифры означают то же, что и на рис. 34).

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 глубоководных 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 «дряхлость» 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 геантиклинальный 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 геантиклиналь, как правило, имеет однотипную геологическую природу (складчатый пояс мела — палеогена), то при переходе к структурам модифицированных островных дуг в системе невулканических геантиклинальных поясов консолидируются совершенно различные по геологической истории элементы. Прежде всего, это сами геантиклинальные 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 геантиклинальных 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 геантиклинального 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 геантиклинали 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

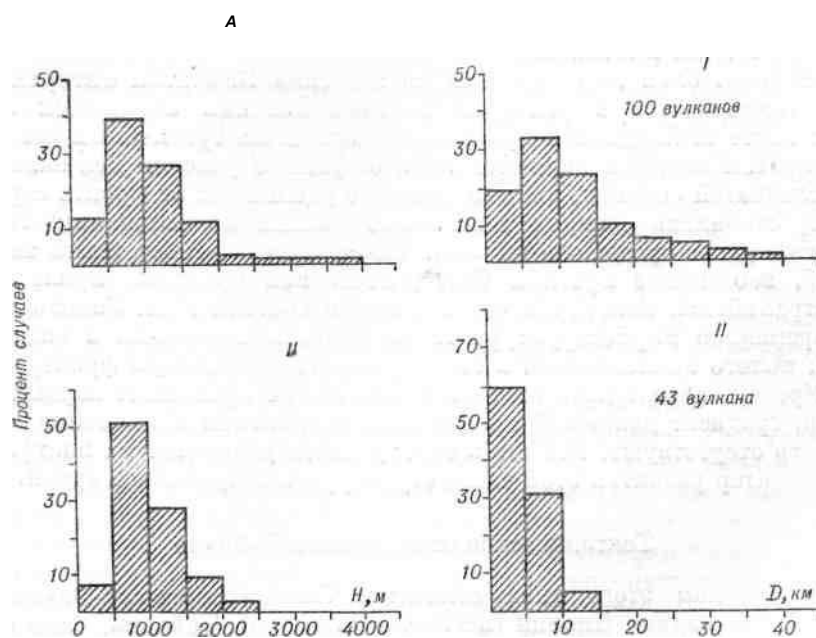


Рис. 36. Частота встречаемости диаметров (А) и относительной высоты (В) вулканических сооружений (I — стратовулканы и щитообразные вулканы Камчатки, II — Курил).

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 пенеплена, полого наклоненного в сторону, противоположную фронту структур. 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 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'Антраксто 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 грабен. 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 существен 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 верхнеэоценовые-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 геантиклинальных 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. Лишневицкий (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 геантиклинальных 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 дочетвертичными 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 подкорковых 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 смещение 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

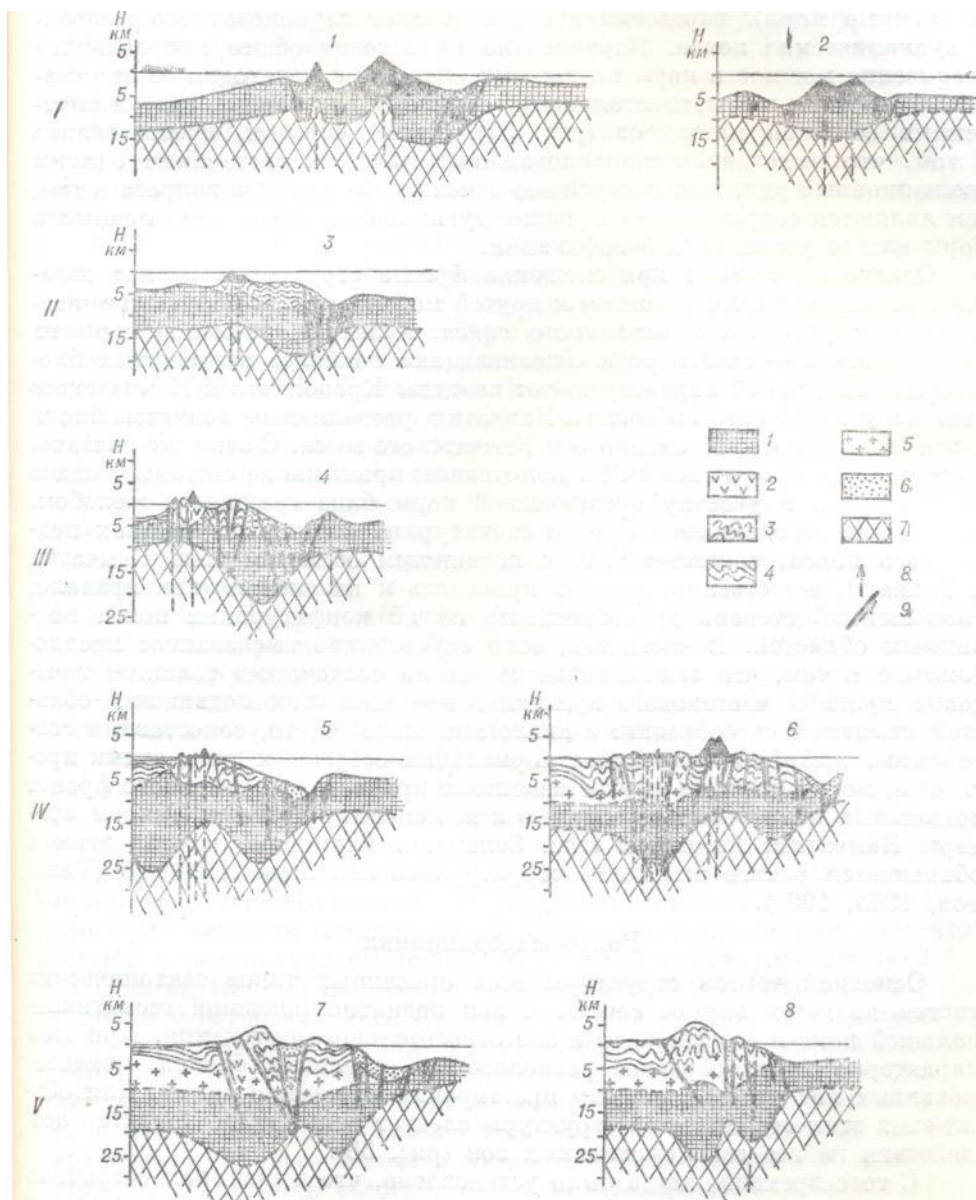


Рис. 37. Обобщенные поперечные разрезы подвижных тектонических систем различных типов

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-поддвига), 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 Римутаке 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 вкост 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 простираанию от островной дуги и характер смещения аналогичны таковым для Камчатки и Курил.

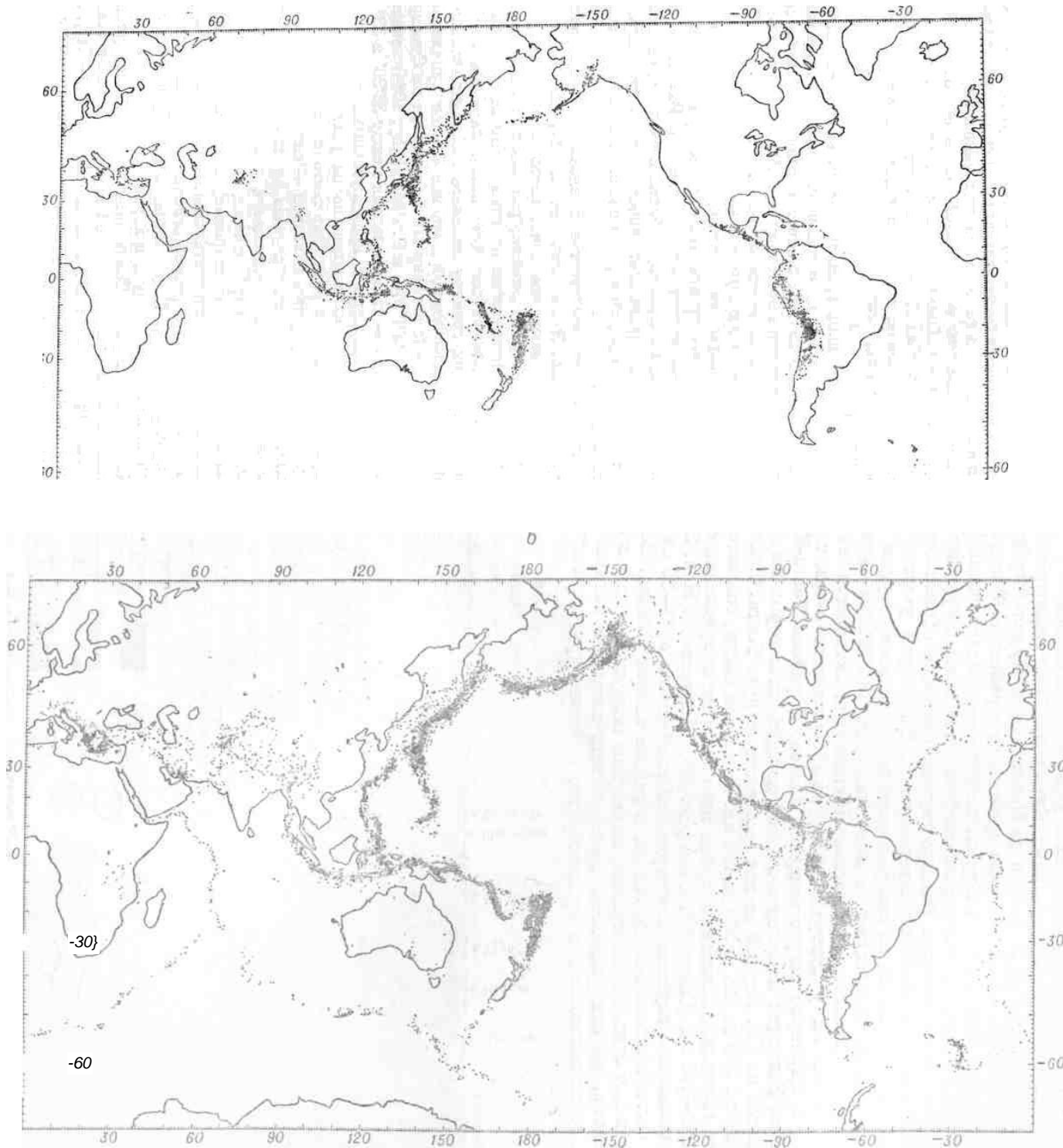


Рис. 38. Сейсмичность Земли за 1961—1967 гг. (а — землетрясения с глубиной очага 100 — 700 км; б — менее 100 км). По Barasangi, Dorman (1968) (приводится по работе Oliver, Sykes, Isaaks, 1969).

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. Шиашкотан, 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

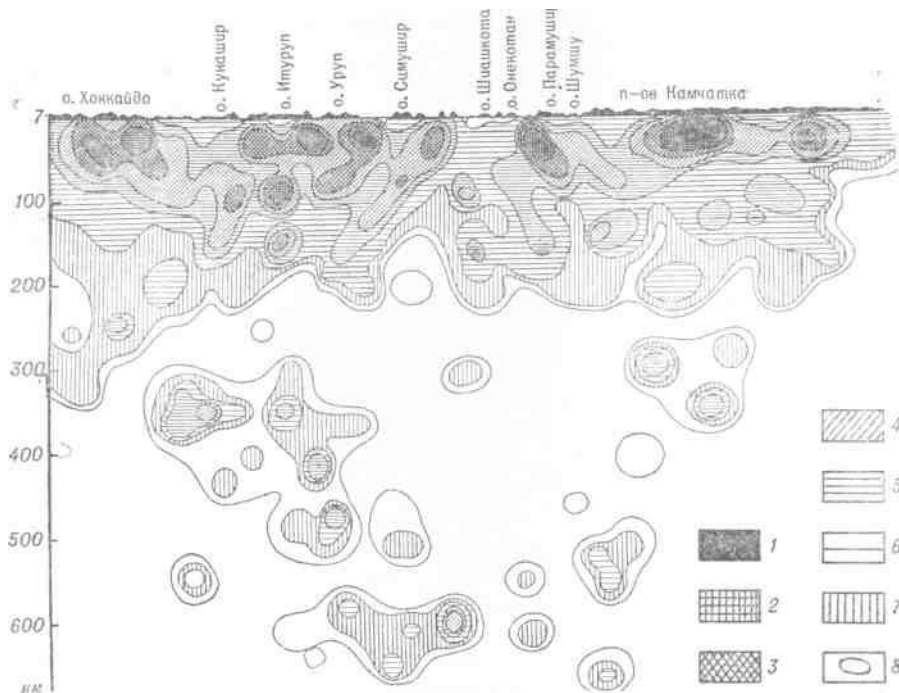


Рис. 39. Продольный разрез Курило-Камчатской сейсмофокальной зоны (по В. Н. Аверьяновой, 1968).
Области, в пределах которых сумма энергии, выделившейся в очагах землетрясений за 1911—1963 гг. с $M \geq 5$ на площади 900 кв. км, содержит 10^{19} эрг: 1 — $\Sigma E \geq 550$; 2 — $400 \leq \Sigma E < 550$; 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

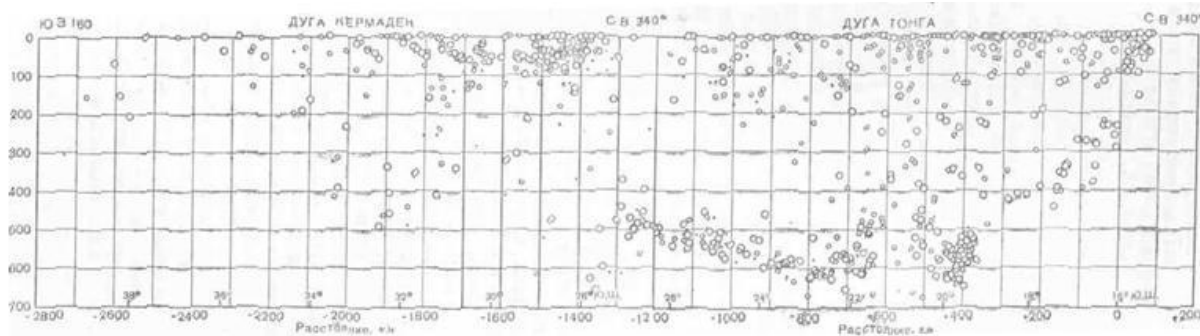


Рис. 40. Продольный сейсмический разрез системы дуг Тонга-Кермадек (по Сайксу, 1970).

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 теоретическому 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

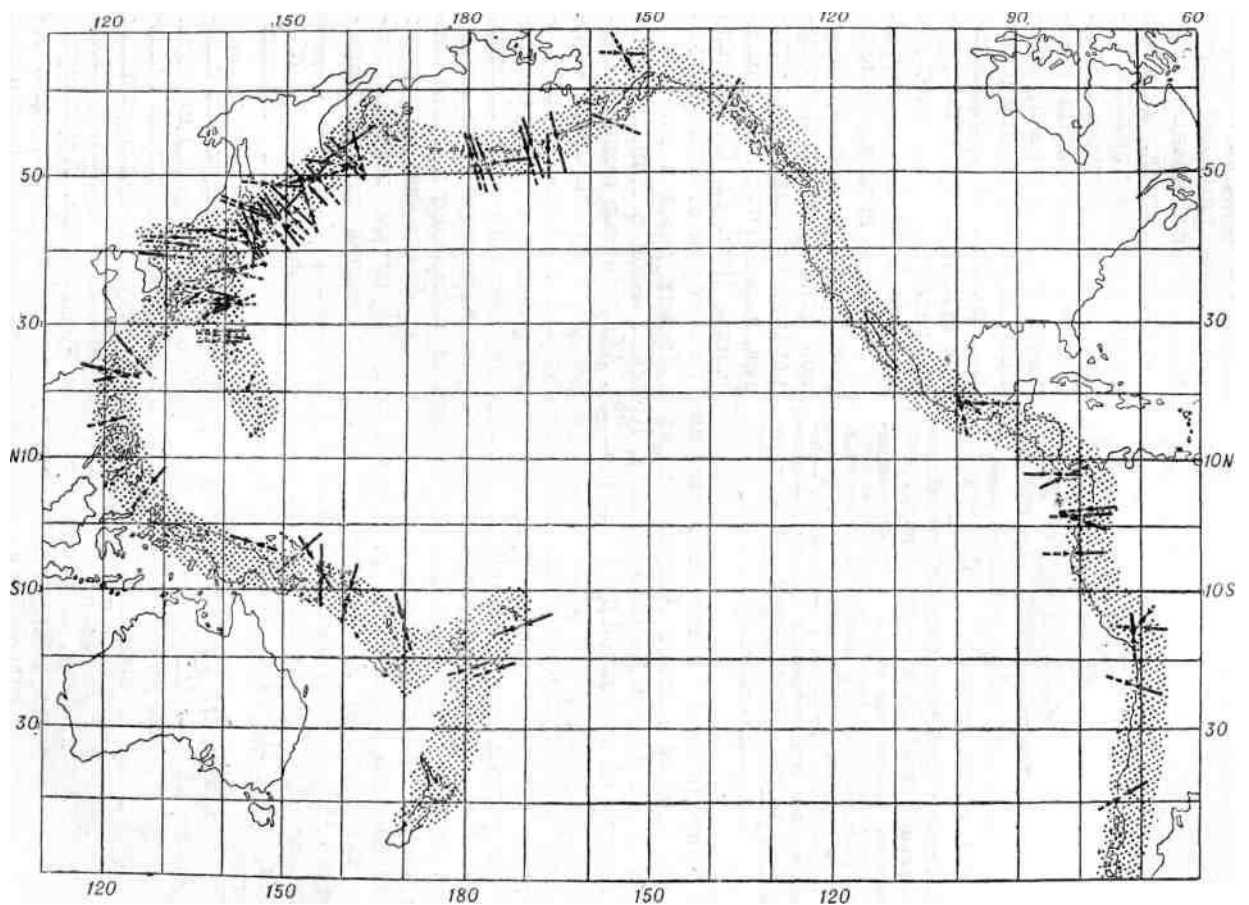


Рис. 41. Ориентировка векторов напряжений сжатия в очагах землетрясений Тихоокеанского пояса (по Балакиной, 1962).

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.

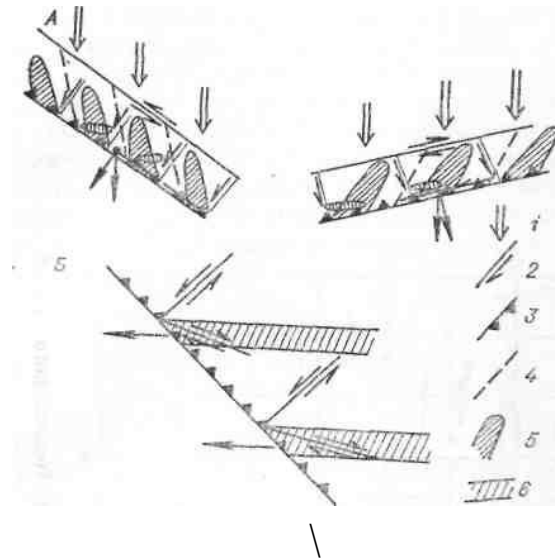


Рис. 42. Схема воздействия движений по сейсмофокальной зоне на структуры коры.
А — генерация сдвигов под воздействием однонаправленного горизонтального сжатия по сейсмофокальной зоне.
Б — генерация сдвигов в связи с разной степенью сейсмичности участков сейсмофокальной зоны. Вектор сжатия ориентирован 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 тыловую 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 простиранию, 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.