

УДК 551.243.6(265/266)

КОЖУРИН А. И., ТРИФОНОВ В. Г.

МОЛОДЫЕ СДВИГИ ОБРАМЛЕНИЯ ТИХОГО ОКЕАНА

В статье рассмотрены системы молодых тектонических нарушений обрамления Тихого океана. Наиболее значительными из них являются сдвиги. Показано, что сдвиги и связанные с ними тектонические нарушения не распространяются дальше и глубже участков земной коры с гранитно-метаморфическим слоем. Устанавливается верхнекоровое заложение сдвигов. Для более глубоких горизонтов литосферы и областей с океанической корой характерны иные типы и сочетания структур. Структурное своеобразие нарушенных сдвигами верхнекоровых литопластин отражает их кинематическую обособленность, т. е. тектоническую расслоенность литосферы активных окраин Тихого океана.

Тихий океан с запада, севера и востока обрамлен системами активно развивающихся новейших структур. Их возникновение и развитие определяется, согласно теории тектоники плит [5], субдукцией океанических плит под плиты обрамления, которым присуща кора континентального или переходного типа. Субдукцией объясняются образование структурно-динамической пары островная дуга (край континента) — глубоководный желоб, а также известково-щелочной дифференцированный вулканизм островной дуги и развитие сейсмофокальной зоны, обычно наклоненной от океана.

Для того чтобы понять, насколько полно указанная схема отражает кинематику современного тектонического развития периферии Тихого океана, авторы проанализировали и обобщили данные о позднечетвертичных (молодых) тектонических нарушениях и деформациях рельефа и современных землетрясениях. В первую очередь рассматривались проявления активности крупных разломов, простирающихся вдоль края континента или островной дуги и, как представляется, непосредственно отражающих характер движений и взаимодействия главных литопластин региона. Оказалось, что чаще всего эти разломы крутые и перемещения по ним являются сдвиговыми или, по меньшей мере, имеют значительную сдвиговую компоненту. Таковы Альпийский разлом Новой Зеландии, продольные разломы Филиппин и Тайваня, Срединная тектоническая линия Японии, тыловой шов в западной части Алеутской дуги, система продольных разрывов центральной и юго-восточной Аляски, система разломов Сан-Андреас на западе Северной Америки и Атакамский разлом Перуанского и Чилийского побережий (рис. 1).

Ранее делались попытки найти общие закономерности образования таких сдвигов. Бениофф [11], Гамильтон и Майерс [17], отмечая правые смещения по линиям разломов, посчитали их результатом вращения ложа Тихого океана относительно его обрамления. Однако этой гипотезе при всей ее первоначальной очевидности противоречат как общая конфигурация линии побережий [1], так и наличие в некоторых районах обрамления Тихого океана продольных левых сдвигов. Сторонники теории тектоники плит выводили сдвиговый характер перемещений из косяго поддвига взаимодействующих литосферных плит [15], но и такое объяснение не исчерпало проблемы, так как во многих случаях не соответствовало направлению движения плит, определенному по батиметрическим, палеомагнитным и сейсмологическим данным. Невозможность свести причины развития системы разломов Тихого океана «к простому перемещению литосферных плит в обе стороны от оси Восточно-Тихоокеанского поднятия» подчеркнули Ю. М. Пушаровский и его соавторы [6, с. 11].

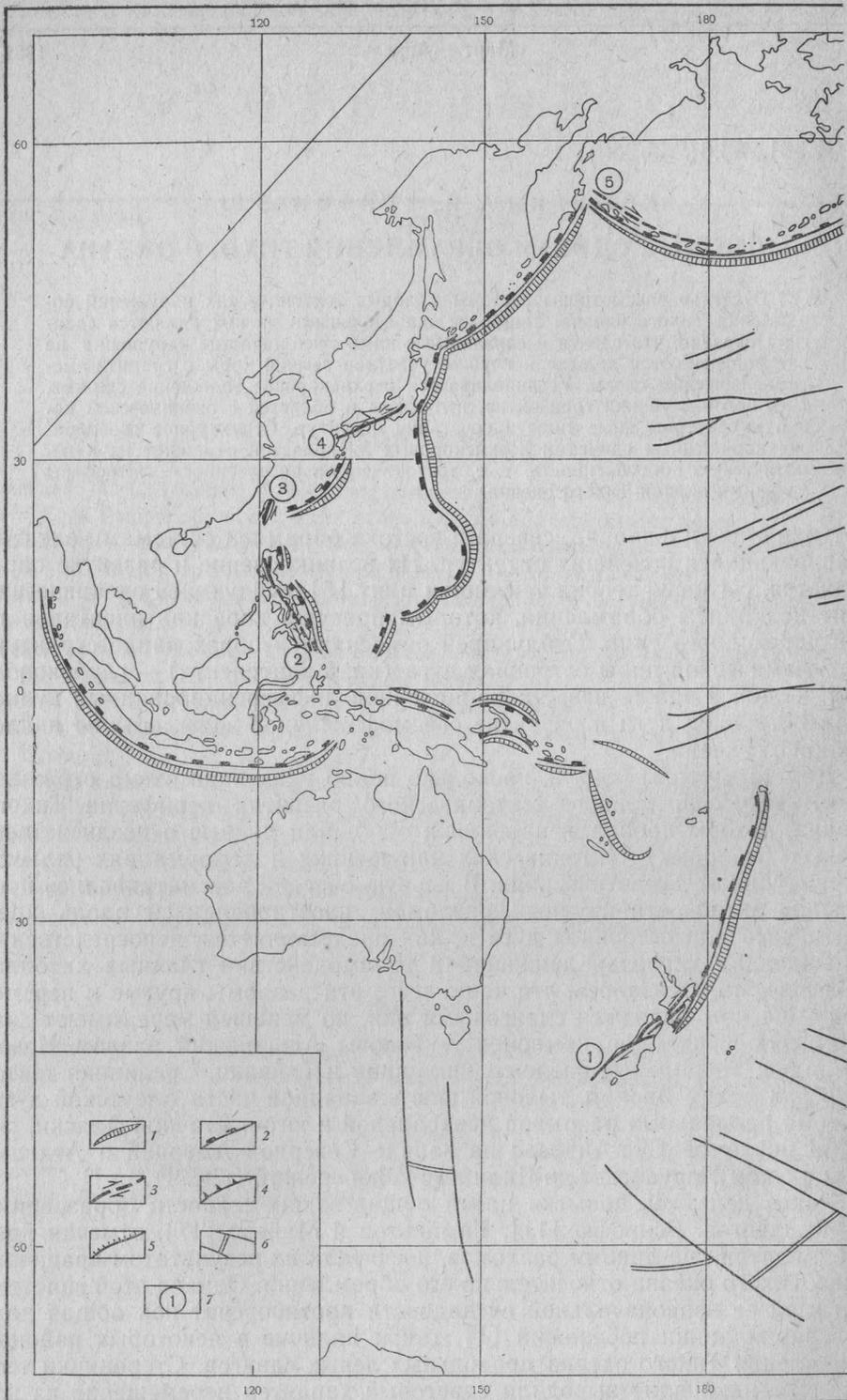
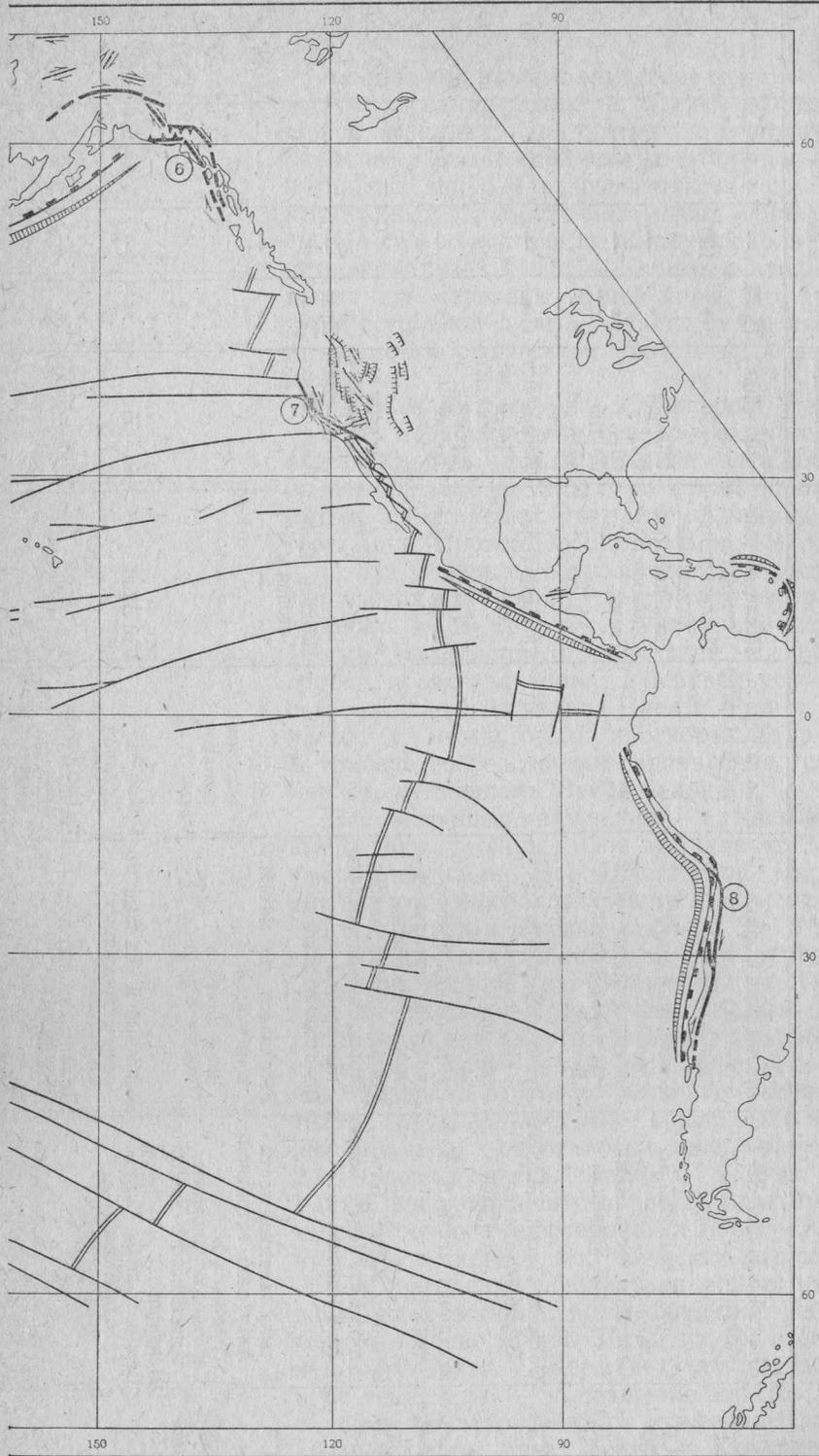


Рис. 1. Зоны молодых нарушений обрамления Тихого океана

1 — глубоководные желоба; 2 — зоны надвигания островных дуг и активных континентальных окраин; 3—5 — системы главных коровых разрывов; 3 — сдвиги, 4 — надвиги, 5 — сбросы; 6 — рифтово-трансформная система океана; 7 — главные сдвиговые зоны: 1 — Альпийский разлом; 2 — Филиппинский сдвиг; 3 — Продольный разлом Тайваня; 4 — Срединная тектоническая линия Японии; 5 — тыловой шов западной части Алеутской дуги; 6 — сдвиг Феавеза, 7 — разлом Сан-Андреас; 8 — Атакамский разлом



Все это побудило авторов настоящей статьи вновь, с использованием новых данных, проанализировать активные сдвиговые структуры Тихоокеанского обрамления, обращая внимание не только на морфологию и кинематику, но и на характер проявлений этих структур на разных уровнях литосферы.

Проявления молодых движений по сдвигам обрамления Тихого океана

Название тектонического нарушения	Простирание	Местоложение	Смещенные элементы рельефа	Район смещения	Во.раст	Амплитуда смещения, м		Скорость смещения, см/год	Литерагурный источник
						горизонтальное	вертикальное		
Альпийский	СВ 30—40°	Южный о. Новой Зеландии	Ледниковые формы рельефа Терраса 120 м	Районы рек Блю и Маргир	Последнее оледенение	Прав.	200—300	1,4—2,5	[2, 23, 24]
Уаирапа	СВ 30°	Северный о. Новой Зеландии	Ледниковые формы рельефа		Последнее межледниковье	»	730	?	
Уайнгатон	СВ	Северная часть Южного о. Новой Зеландии	Аккумулятивная терраса, переходящая в морену		Последнее оледенение	»	120) 260 140)	1,5—2,6	
Аватере	СВ				То же	»	60 90 195 45)	1,1—2,0	
Хоул Портер-Пасс	СЗ	Острова Лусон, Масбат, Леуте, Минданао	Русла мелких водотоков, русловые отложения		Поздний голоцен	Лев.	30 Первые метры и десятки метров	≥0, n	[9, 10]
Филиппинский	Меридиональное	Восточная часть о. Тайвань	Русла мелких водотоков, современные русловые отложения		То же	»	То же	≥0, n	
Продольный разлом Тайвана	СЗ	Острова Кюсю, Сикоку, п-ов Кии, центр. Хонсю (ю-з Япония)	Речные долины различного порядка, водораздельные хребты		?	Прав.	Десятки метров— 1500—2000 300—500		[19, 20]
Срединная тектоническая линия	СЗ	В тылу западной части Алеутской островной гряды	Установлен по механизмам очагов		Поздний плейстоцен	»	—	—	[14]
Западно-Алеутский	СЗ	Северное ограничение Аляскинского хребта	Конечные и боковые морены современных ледников	Район оз. Криллон	930±200	»	50—55	4,8—5,0	[12] [26]
Денали	СЗ	Север.-вост. побережье залива Аляска	Долины главных водотоков	На всем протяжении разлома	?	»	50000—55000		
Точунда									
Февеза									

Сан-Андреас	СЗ	Протягивается от Калифорнийского залива до м. Мендосино (запад Сев. Америки)	Аккумулятивная терраса	Сев.-вост. часть равнины Карризо	3500	120	»	—	3,0	[31]
Хэйвард, Калаверас, Акка-Бланка и др. Атакамский	СЗ	Параллельные и опояривающие Сан-Андреас	Различные элементы рельефа	Долины рек Пахаро и Литтл-Рок	Позднечетвертичный	600—700	»	—	2,0	
	Субмеридиональное	Чилийское побережье Южной Америки	Долины водотоков разного порядка	На всем протяжении разлома			»	—	В ср. 1,0	[32]

Альпийский разлом протягивается в северо-восточном направлении в пределах островов Новой Зеландии. Они являются центральной, наиболее возвышенной частью обширного поднятия, где широко развиты участки со сформированным гранитно-метаморфическим слюем. На северо-востоке поднятие продолжается островной дугой Тонга — Кермадек с переходным типом строения земной коры. Все структуры островной дуги в области развития гранитно-метаморфического слоя быстро выкливаются.

На Южном острове Альпийский разлом (рис. 2) проходит вдоль северо-западного подножия Южных Альп. В северной части острова он разделяется на несколько ветвей примерно того же простираения. Это разломы Уаирау, Аватере, Хоуп, Портер-Пасс, Вангамоа, Кекеренгу и др. На Северном острове известны два тектонических нарушения северо-восточного простираения — Веллингтон и Уаирарапа [2, 24]. Разлом Веллингтон ограничивает с востока грабен, протягивающийся в центральной части острова вплоть до залива Пленти. Там он смыкается с междуговым прогибом Хавр-Лау. В грабене сосредоточены проявления современного вулканизма Новой Зеландии.

Все указанные нарушения — активные правые сдвиги (таблица). Они доминируют в разрывной тектонике Новой Зеландии. Нарушения другого морфологического и кинематического типа редки и незначительны. Это отдельные сбросы северо-восточного простираения на Северном острове (например, сброс Моумахаки). На Южном острове единственным безусловно активным нарушением является взбросо-сдвиг Уайт-Крик северо-западного простираения. Во время Мурчисонского землетрясения 1929 г. его северо-восточное крыло было взбросо на 4,5 м и сместилось к северо-западу на 2,1 м (левый сдвиг). Видимо, взбросо-сдвиг Уайт-Крик сопряжен с правыми сдвигами северо-восточного простираения и образует с ними единую систему тектонических нарушений.

Распределение гипоцентров землетрясений в пределах региона, включающего в себя не только острова Новой Зеландии, но и островную дугу Тонга — Кермадек, показывает общую тенденцию — уменьшение максимальной глубины землетрясений от примерно 600 км в средней части дуги Тонга — Кермадек до 150 км в центральной части Северного острова и 20, редко 40 км на остальной площади Новой Зеландии [2, 18]. По сравнению с островной дугой для островов Новой Зеландии характерно в общем рассеянное в плане распределение эпицентров землетрясений. Данные по микросейсмичности за 1973 г. для одного из участков юго-восточного крыла Альпийского

разлома, где он разветвляется на ряд более мелких сдвигов [28], обнаруживают следующее: во-первых, эпицентры группируются в полосы, параллельные общему простиранию Альпийского разлома, но не приуроченные ни к одному из картируемых на поверхности нарушений; во-вторых, все очаги микроземлетрясений попадают в интервал глубин от 0 до 15 км и ниже 20 км практически отсутствуют.

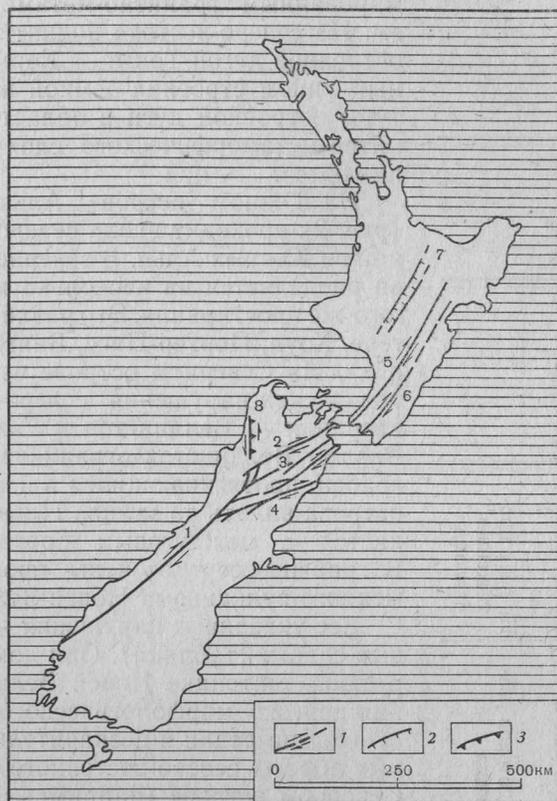


Рис. 2. Молодые разломы Новой Зеландии, по Г. В. Веллману [2] и К. Г. Шольцу [29]
 1 — сдвиги; 2 — сбросы; 3 — надвиги. Цифры на карте: 1 — Альпийский разлом, 2 — Уаирау, 3 — Аватере, 4 — Хоуп, 5 — Веллингтон, 6 — Уаирапа, 7 — Моумахаки, 8 — Уайт-Крик

Анализ фокальных механизмов землетрясений Южного острова и южной части Северного острова [28, рис. 7] позволяет сделать следующие выводы:

1) подтверждаются правые перемещения по всем продольным сдвигам Новой Зеландии;

2) для восточного крыла Альпийского разлома характерны почти чисто правосдвиговые механизмы очагов, если выбирать нодальные плоскости, параллельные простиранию сдвигов;

3) для северо-западного крыла в его южной части почти все определения механизмов очагов дают значительную, часто преобладающую надвиговую компоненту смещения в очагах с небольшой компонентой правого сдвига; в северной части этого крыла, наоборот, сдвиговая компонента преобладает над надвиговой;

4) для фокальных механизмов землетрясений средней глубины, появляющихся в южной части Северного острова, при выборе нодальных плоскостей северо-восточного простирания получается преобладание сдвиговой компоненты перемещений, но уже левой. О чем это свиде-

тельствует, говорить трудно. Можно лишь предположить, что для этих более глубоких горизонтов коры возможно другое направление современных движений.

Левые сдвиги Филиппин и Тайваня являются практически единственными значительными тектоническими нарушениями, определяющими стиль новейшего структурного рисунка этих регионов [9]. Их активность устанавливается по смещениям молодых форм рельефа (см. таблицу). Непосредственно в зонах разломов в историческое время неоднократно происходили сильнейшие землетрясения. На Тайване в результате землетрясения 25 ноября 1951 г., эпицентр которого находился в средней части Продольной долины, появился разлом длиной около 40 км. Левый сдвиг по нему достиг 163 см. Вертикальное перемещение было неовсеместным и выразилось в поднятии восточного крыла в среднем на 130 см. При землетрясении 28 октября этого же года в северной части Продольной долины левый сдвиг по образовавшемуся на поверхности нарушению длиной 7 км достиг 2 м и восточное крыло было взброшено на 1 м. При землетрясениях 1906 и 1935 гг. в западной части острова образовались разломы северо-восточного ($60-70^\circ$) простирания с правым знаком сдвиговых смещений. Возможно, они сопряжены под острыми углами с главным Продольным разломом Тайваня.

В пределах Филиппинского архипелага уровень сейсмичности достаточно высок, но распределение эпицентров землетрясений не обнаруживает заметной связи с Филиппинским разломом. Ритсема и Вельдкамп [9] по данным о фокальных механизмах 35 землетрясений установили преобладание левосдвиговой компоненты перемещения в очагах при направлении оси максимального горизонтального сжатия около 60° СВ, т. е. перпендикулярном общему простиранию Филиппинской островной дуги и Филиппинского разлома.

Интересные данные о региональных напряжениях приводит Фитч [15, рис. 5, 12] на основе определений механизмов очагов мелкофокусных землетрясений. Землетрясения, эпицентры которых расположены в пределах самих островов архипелага, указывают на левосдвиговые перемещения. Для землетрясений, эпицентры которых попадают между островами и желобом Минданао, характерно простирание горизонтальной проекции вектора максимального сжатия примерно на восток-северо-восток (перпендикулярно островной дуге). Для отдельных землетрясений этой группы определены направления движения. Они того же простирания. Определения механизмов очагов землетрясений, эпицентры которых находятся в пределах желоба или его внешнего склона, свидетельствуют об условиях растяжения в том же восток-северо-восточном направлении.

В юго-западной Японии активные разрывы достаточно многочисленны. По морфологии, кинематике и масштабу перемещений выделяется несколько их систем [19] (рис. 3). Первую систему образуют сопряженные правые сдвиги северо-восточного и левые сдвиги северо-западного простирания в северной части юго-западного Хонсю. Это разломы Ямасаки, Митоке, Синфукуи, Неодани и др. Возникновение сети этих нарушений связывается с горизонтальным сжатием юго-западной Японии в субширотном направлении.

Вторая система — надвиги меридионального простирания: Икома Самбияку, Тонгу и др.

Третья система — надвиги субширотного простирания, вытягивающиеся вдоль Срединной тектонической линии Японии.

Четвертую систему составляют наиболее крупные нарушения, названные тектоническими линиями. Они являются характерным элементом структуры юго-западной Японии. На остальной ее территории тектонические нарушения такого типа и масштаба не установлены.

Выделяются Срединная тектоническая линия, линия Арима — Такатсуки, Ханаори и Янагасе. Первые две линии — правые сдвиги субширотного простирания, вторые две — левые сдвиги субмеридионального простирания. Самое значительное нарушение — Срединная тектоническая

линия, правосдвиговые перемещения по которой доказываются для всего позднечетвертичного времени (см. таблицу).

Распределение очагов землетрясений в плане и разрезе обнаруживает определенные различия для областей к северу от Срединной тектонической линии и к югу от нее. Выводы эти основаны на данных о землетрясениях с магнитудой ≤ 5 за время с сентября 1964 г. по июль 1968 г. [19]. В районе распространения правых и левых сдвигов северо-восточного и северо-западного простираний эпицентры землетрясений распределены по площади почти равномерно, образуя лишь слабые

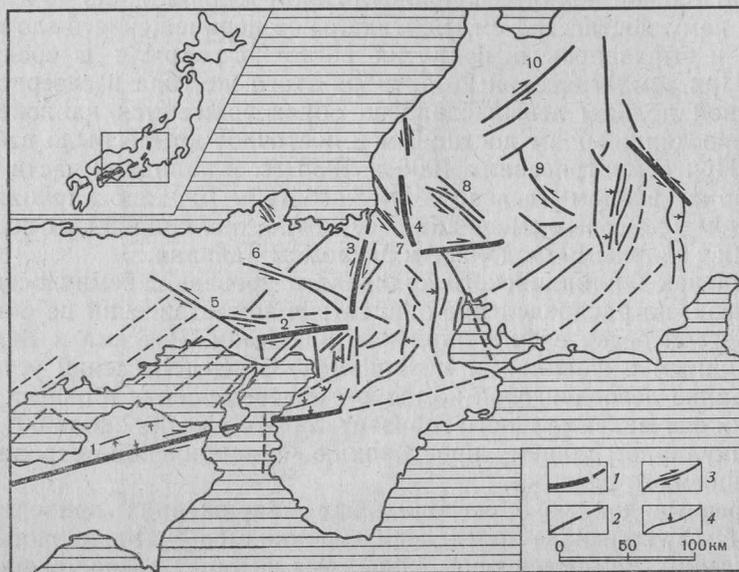


Рис. 3. Четвертичные разломы юго-западной Японии, по К. Хузита и др. [19]

1, 2 — разломы разного ранга: 1 — тектонические линии, 2 — прочие разломы; 3 — сдвиги; 4 — надвиги. Цифры на карте: 1 — Срединная тектоническая линия, 2 — Арима — Такатсуки, 3 — Ханаори, 4 — Янагасе, 5 — Ямасаки, 6 — Митоке, 7 — Синфукуи, 8 — Неодаи, 9 — Атера, 10 — Атоцугава

скопления вблизи некоторых сдвигов (Ямасаки, Митоке). По распределению гипоцентров землетрясений с глубиной наблюдается четкий пик на глубине 10—13 км с быстрым убыванием до 15 км. Ниже 20 км землетрясения очень редки. Для сдвигов Ямасаки и Митоке максимальное количество землетрясений попадает в интервал глубин от 10 до 15 км. Положение оси максимального сжатия, определенное по совокупности всех землетрясений описываемой области, — горизонтальное с субширотным простиранием (порядка 105° ВЮВ), что находится в согласии с направлением оси максимального сжатия, предполагаемым по структурному рисунку разрывных нарушений.

Мелкофокусные ($H \leq 30$ км) землетрясения юго-западной Японии к югу от Срединной тектонической линии сосредоточены между ней и меридиональным разломом надвигового типа, предполагаемого сразу к западу от п-ова Кии. Они также дают субширотное направление оси максимального сжатия. Землетрясения глубже 30 км в этом же районе образуют пологую сейсмофокальную зону с падением ее плоскости примерно на северо-северо-восток. Ось максимального сжатия по этим землетрясениям имеет субмеридиональное простирание. Таким образом, с определенной долей вероятности можно говорить о различии полей напряжений на разных уровнях литосферы юго-западной Японии, что, возможно, реализуется в различии тектонических движений и структур.

Для изучения геодинамики западной части Алеутской дуги (до меридиана 180°) использовались в основном сейсмологические данные [14]. Геологическим картированием этой части Алеутской островной гряды не обнаружены какие-либо протяженные молодые сдвиговые нарушения. Островная гряда не находится в условиях сжатия, что устанавливается по широкому распространению трещин и грабенов различного простирания и возраста [8]. Кроме того, в этой части Алеутской дуги нет проявлений современного вулканизма и нет землетрясений глубже 70 км.

Определения механизмов очагов позволяют выделить три группы землетрясений.

1. Землетрясения, эпицентры которых расположены в глубоководном желобе, как на его склонах, так и в днище. Определения механизмов их очагов свидетельствуют о напряжениях растяжения, причем ось максимального растяжения всегда перпендикулярна простиранию дуги. Приведены глубины двух землетрясений — 43 и 40 км, т. е. они могут отражать напряженное состояние нижних частей океанической литосферы.

2. Землетрясения в пределах островной дуги. При определениях механизмов очагов выбраны нодальные плоскости, которые при разных землетрясениях параллельны друг другу. Они показывают смещения вдоль субгоризонтальных поверхностей и позволяют говорить о движении горных масс островной дуги по ее простиранию на северо-запад. Гипоцентры землетрясений попадают в интервал глубин от 0 до 23 км. Лишь гипоцентр одного землетрясения находится глубже — 38 км.

3. Землетрясения, эпицентры которых приурочены к тыловому склону островной гряды. Определения механизмов очагов показывают правые сдвиги. Известные значения глубины двух землетрясений — 22 и 14 км примерно совпадают с глубиной землетрясений второй группы. Правые сдвиги получаются при выборе вертикальных нодальных плоскостей, простирание которых совпадает с простиранием островной гряды. В итоге, предположительно, тыловым ограничением западной части Алеутской островной дуги служит протяженное разрывное нарушение с вертикальной плоскостью сместителя и правосдвиговыми перемещениями. Они являются, возможно, следствием движения горных масс островной гряды по ее простиранию на северо-запад. Глубже 20—25 км такой тип деформаций не устанавливается.

В центральной и юго-восточной Аляске развита система протяженных правых сдвигов, активных в современную эпоху (рис. 4). Сдвиг Денали протягивается по северному подножию Аляскинского хребта и имеет дугообразную форму, изменяя простирание с северо-восточного на широтное. На восточном окончании он подставляется сдвигом Точунда северо-западного простирания. Сдвиг Феавеза того же простирания проходит юго-восточнее, по побережью Аляскинского залива. Находясь непосредственно на продолжении друг друга, разломы Точунда и Феавеза не соединяются между собой. Движение к юго-востоку северо-восточного крыла первого из них, по-видимому, реализуется в надвиге Дьюк Ривер восток-юго-восточного простирания, который в восточном окончании подставляется предположительно активным правым сдвигом Далтон северо-западного простирания [26]. Правые перемещения по разлому Феавеза трансформируются в движения по активным надвигам Коул Глейсиер и Чугач — Сейнт Елиас широтного и субширотного простираний. На юго-востоке сдвиг Феавеза разделяется на несколько ветвей — предполагаемый под водой сдвиг Королевы Шарлотты, правые сдвиги Перил-Стрейт и Паттерсон-Бэй. Более мелкого порядка сдвиги и сбросо-сдвиги распространены в основном к северу от Аляскинского хребта.

Определенные данные о молодых движениях известны для сдвига Феавеза (см. таблицу). По линии разлома в историческое время неоднократно происходили землетрясения. При землетрясении 10 июля 1958 г. (магнитуда 7,9) в районе Кросс Саунд (там, где разлом начинает разветвляться) правые смещения в разных точках составили 2,4, 3,5 и 6,5 м.

В отдельных местах было взброшено юго-западное крыло с максимальной амплитудой 2 м. Анализ механизма очага, осуществленный Стаудером [26], подтвердил правый сдвиг.

Новейшую структуру Тихоокеанского побережья США и сопредельных районов Мексики также определяет система крупных разломов северо-западного простирания. Сан-Андреас, главный разлом системы, протягивается более чем на 1000 км. На юге Сан-Андреас сочленяется с рифтово-трансформной системой Калифорнийского залива, а на севере, на краю континентального склона, примыкает под углом к океаническому разлому Мендосино (рис. 5).

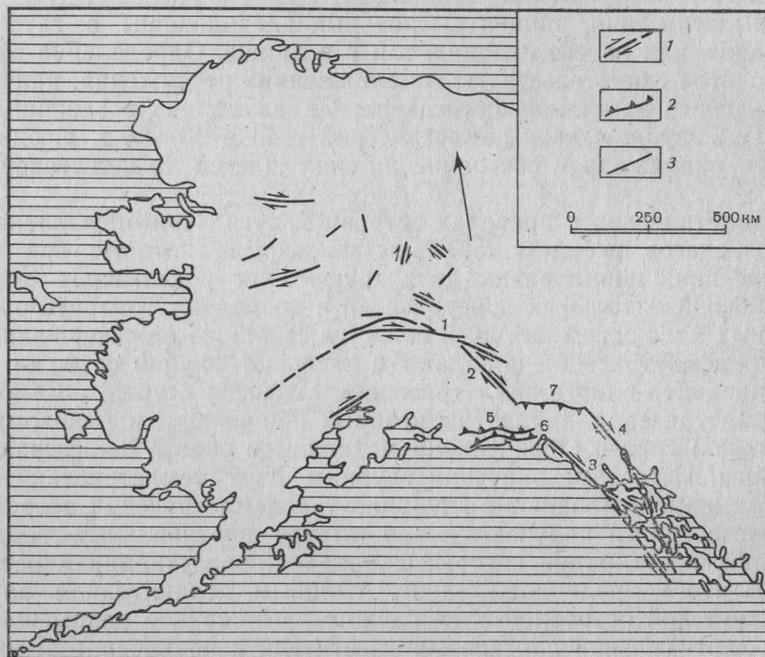


Рис. 4. Молодые разломы центральной и юго-восточной Аляски, по Дж. Брогану и др. [12] и Дж. Плафкеру и др. [26]
 1 — сдвиги, 2 — надвиги, 3 — разломы с невыясненным типом перемещений. Цифрами на карте обозначены разломы: 1 — Денали, 2 — Точунда, 3 — Феавеза, 4 — Далтон, 5 — Чугач-Сейнт Елиас, 6 — Коул Глейсиер, 7 — Дьюк Ривер

По режиму современных движений разлом Сан-Андреас разделяется на четыре участка (с севера на юг): от мыса Мендосино до Лос-Гатоса, от Лос-Гатоса до Чолама, от Чолама до перевала Кахон и от перевала Кахон до Калифорнийского залива [34]. Повсеместно молодые формы рельефа сдвинуты вдоль разлома вправо, но осуществляется этот сдвиг по-разному. На первом и третьем участках происходят резкие, с интервалами 50—300 лет, катастрофические землетрясения, в промежутках между которыми активности не отмечается. Наиболее известны Сан-Францисское землетрясение 1906 г. на первом участке и Калифорнийское (Форт-Техонское) землетрясение 1857 г. на третьем участке. Они сопровождались правосдвиговыми перемещениями на 5 и 10 м соответственно [22, 33]. Подобные перемещения имели место и во время предыдущих землетрясений. На двух других участках происходят более слабые землетрясения. Они повторяются чаще и сопровождаются крипом. Механизмы очагов землетрясений указывают на правый сдвиг вдоль разлома [3]. Скорости современных сдвиговых перемещений не выдержаны вдоль разлома. Так, на его втором участке, между с. Пейсинс и с. Чолам они варьируют от 1 до 4 см/год. На третьем участке разлома, на краю равнины Карризо скорость сдвига за конец голоцена близка к 3 см/год. Со временем скорости движений на разных участках осредняются.

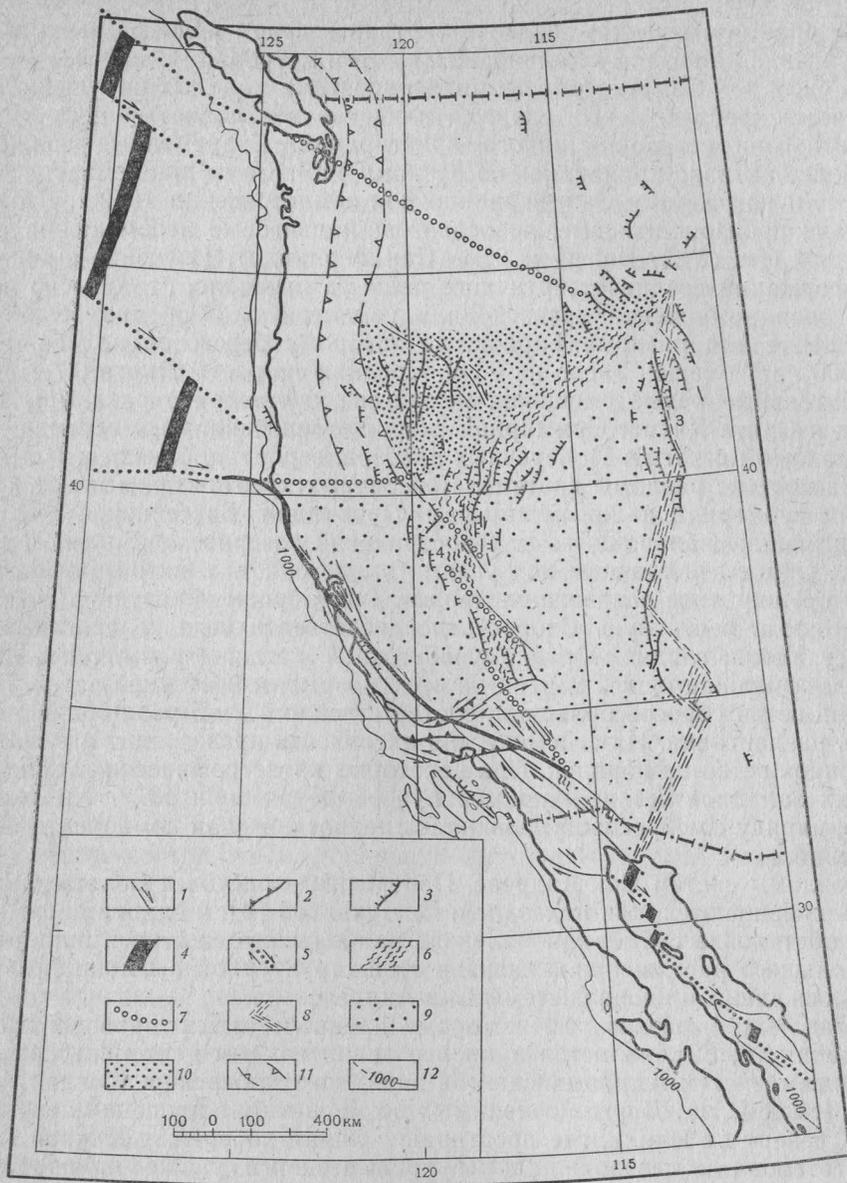


Рис. 5. Соотношения верхнекоровых и глубинных молодых структур запада Северной Америки

1—3 — верхнекоровые четвертичные разломы: 1 — сдвиги, 2 — надвиги, 3 — сбросы; 4—5 — океанические зоны: 4 — рифтов, 5 — трансформных разломов; 6—8 — зоны деформаций под верхнекоровым слоем: 6 — главные рифтового типа, 7 — главные трансформного типа, 8 — второстепенные; 9 — область срыва верхнекорового слоя; 10 — рассеянная трансформная зона; 11 — область дифференцированного известково-щелочного вулканизма; 12 — изобата —1000 м

С конца позднего плейстоцена поныне и на втором, и на третьем участках, несмотря на различия режима движений, средние скорости сдвига оказываются одинаковыми, около 2 см/год (см. таблицу), и совпадают со средней скоростью сдвига с конца миоцена.

Разлом Сан-Андреас сопровождается параллельными и оперяющими нарушениями: Хэйвард, Калаверас, Эльсинор, Аква-Бланка и др. Современные правосдвиговые перемещения регистрируются определениями механизмов очагов землетрясений, геодезическими наблюдениями, смещениями заборов, тротуаров и т. п. Суммарная скорость современных движений по этим разломам, по-видимому, достигает 1 см/год. Обнару-

жены правые смещения позднечетвертичных форм рельефа амплитудой в десятки, а по разлому Калаверас и в сотни метров.

С системой Сан-Андреас сопряжена система молодых нарушений Поперечных хребтов: левых сдвигов, надвигов и складчатых деформаций широтного и северо-восточного простираний. Современные движения наиболее активно проявились по разлому Уайт-Волф при землетрясении 1952 г. и по разлому Сан-Фернандо при землетрясении 1972 г. В обоих случаях произошли косые, левосдвигово-надвиговые перемещения амплитудой 1 м (Уайт-Волф) и 2 м (Сан-Фернандо). Изучение смещений и деформаций позднечетвертичного рельефа показало, что обычно левосдвиговая компонента превосходила надвиговую. Особенно велико их отношение для разлома Гарлок, по которому береговой вал оз. Коэн (11 000 лет) смещен влево на 75 м. Средняя скорость сдвига 0,7 см/год. Значительные левые смещения имели место также по разломам Биг-Пайн и Санта-Клара. Суммарная скорость левосдвиговых перемещений по разломам системы Поперечных хребтов, вероятно, близка к 1 см/год.

На востоке разломы системы Поперечных хребтов примыкают к молодым субмеридиональным сбросам Провинции Бассейнов и Хребтов, достигающим наибольшего распространения севернее, в Большом Бассейне. Сбросы наклонены под углами около 60° , т. е. их развитие отражает субширотное раздвигание территории. Сбросы образуют две ветви, западную и восточную. Скорость позднечетвертичного раздвигания по сбросу Уосач, главному разлому восточной ветви, — 1 мм/год и, вероятно, приближается к 2 мм/год по всем разрывам восточной ветви. В западной ветви сбросов больше, и соответственно в 2—3 раза больше скорость раздвигания. Их сейсмическая активность превосходит активность восточной ветви на порядок. При некоторых катастрофических землетрясениях западной ветви, например при землетрясении 1872 г. в долине Оуэн, наряду со сбросовой проявилась правосдвиговая компонента перемещений.

Разломы систем Сан-Андреас, Поперечных хребтов и Большого Бассейна развиваются, как показал А. В. Лукьянов [4], в единой динамической обстановке субмеридионального наибольшего сжатия и широтного наибольшего растяжения. Развитие этой структурной ассоциации определялось сдвигом вдоль системы Сан-Андреас.

Атакамский разлом, по которому предполагаются правосдвиговые смещения [9, 32], является наиболее значительным тектоническим нарушением системы правых сдвигов западного побережья Южной Америки (см. рис. 1). Других сравнимых по масштабу нарушений неизвестно. К северу от Икики, где простирание линий побережья Южной Америки становится северо-западным, правые сдвиги также приобретают северо-западное простирание. Здесь с правыми сдвигами сочленяется система левых сдвигов восточного (до северо-восточного) простирания.

Наиболее молодые смещения в различных частях Атакамского разлома запечатлены уступами в аллювиальных отложениях, что указывает лишь на вертикальные движения, но для всей истории развития разлома устанавливается преобладание правосдвиговых перемещений. Об этом свидетельствуют, во-первых, его линейность на протяжении сотен километров, во-вторых, зарегистрированные случаи правых смещений долин достаточно крупных водотоков, в-третьих, широкое распространение вертикальных зеркал скольжения с горизонтальной штриховкой в стенках шахт, расположенных в зоне разлома и параллельных ему нарушений.

СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ СДВИГОВ

Все крупные молодые сдвиги приурочены к участкам литосферы с развитым гранитно-метаморфическим слоем. Единственным исключением является сдвиговая зона в тылу западной части Алеутской дуги. Сдвиги и связанные с ними тектонические нарушения образуют системы, сходные с теми, которые описаны [4] в складчатых областях континентов. Одноранговые элементы таких систем образуются в едином поле

тектонических напряжений, причем особенности морфологии и тип смещений в той или иной зоне нарушений зависят от ее ориентировки относительно общего направления движений. На западе Северной Америки динамическим и кинематическим единством характеризуются северо-западные правые сдвиги системы разломов Сан-Андреас, перпендикулярные левые сдвиги и сдвиги-надвиги Поперечных хребтов и субмеридиональные сбросы Большого Бассейна, образующие типично континентальное сочетание структур. Общие для них условия субмеридионального сжатия — субширотного растяжения определяются правыми сдвигами по разломам системы Сан-Андреас. С направлением движений по разломам системы Сан-Андреас совпадает северо-западное направление движения смежных частей Тихоокеанской плиты, определенное по палеомагнитным и батиметрическим данным.

Несколько иная картина получается для западного обрамления Филиппинского моря. Субмеридиональные левые сдвиги Филиппин и Тайваня и правый сдвиг Срединной тектонической линии Японии также образуют сопряженную систему, сходную с теми, что описаны на континентах. Взаиморасположение этих сдвигов могло бы свидетельствовать о сближении плиты Филиппинского моря с юго-восточной окраиной Азии в северо-западном направлении. Однако существование двух взаимоперпендикулярных островных дуг, Рюкю и Филиппинской, исключает такую возможность. Нельзя предположить ни одного из направлений сближения окраины континента и Филиппинской плиты, из которого можно было бы вывести развитие и сдвигов Филиппин, Тайваня и юго-западной Японии, и островных дуг Филиппин и Рюкю. Механизмы очагов землетрясений на краю Филиппинской дуги свидетельствуют о поперечном субширотном сжатии, а не о левом сдвиге, простирающемся параллельно желобу вдоль Филиппин [15]. Почти поперечное сжатие, но уже в меридиональном направлении, характеризует полого наклоненную на север-северо-восток сейсмофокальную зону юго-западной Японии, выделенную на глубинах более 30 км [19].

При землетрясении 1964 г. в восточной части Алеутской дуги на побережье Аляскинского залива океанический край дуги надвинулся в сторону желоба на 20 м и сместился влево на 0,5 м [25], тогда как по континентальным разломам центральной Аляски, параллельным дуге, зафиксированы правосдвиговые молодые смещения. Такое же различие обнаруживается между надвиганием континентального склона Чилийского желоба при землетрясении 1960 г. и правосдвиговыми молодыми смещениями по параллельному желобу континентальному Атакамскому разлому [25].

Среди океанических активных структур подобные сдвиги и сочетания сдвигов с другими нарушениями не обнаружены. В тех случаях, когда единая активная зона продолжается из области распространения гранитно-метаморфического слоя в область с корой океанического или близкого к ней типа, характер нарушений и деформаций изменяется. Так, для Новозеландского сегмента активных структур, обрамляющих океан, характер движений определяется молодыми сдвиговыми перемещениями по Альпийскому разлому, а в зоне дуги Тонга — Кермадек и смежного желоба, находящихся на продолжении Новой Зеландии, наиболее значительной является надвиговая компонента перемещений.

Приведенные факты позволяют предполагать автономность развития сдвигов от тектонических движений океанических литопластин.

В зонах рассматриваемых сдвигов и связанных с ними тектонических структур неизвестны землетрясения глубже 20—25 км. Само по себе это не решает вопроса о том, продолжают ли сдвиги на большую глубину. Но есть другие, независимые данные о сравнительно неглубоком, коровом заложении сдвигов. Так, механизмы очагов мелкофокусных землетрясений, расположенных непосредственно к югу от Срединной тектонической линии юго-западной Японии, определяют субширотное сжатие, что согласуется со смещением южного крыла линии к западу, т. е. с правым сдвигом вдоль нее. Землетрясения глубже 30 км в этом же районе

образуют пологую сейсмофокальную зону, наклоненную на северо-северо-восток. Ось максимального сжатия в очагах почти меридиональна. Таким образом, на разных уровнях литосферы различаются не только ориентировка сейсмофокальных зон, но и геодинамическая обстановка.

Структурно-геологические, сейсмологические, гравиметрические, геотермальные и гидрохимические данные позволяют предполагать, что главные системы молодых разломов запада Северной Америки нарушают лишь верхнекоровый слой мощностью до 15—20 км, но глубже не продолжаются [17]. Под Сан-Андреасом, например, верхнемантийная высокоскоростная зона проходит с запада на восток, не испытывая смещения [16], а соотношения изотопов гелия в источниках [35] и значения теплового потока [21] указывают на отсутствие прямой связи зоны этого разлома с верхней мантией. Сбросы Провинции Бассейнов и Хребтов, если их наклоны экстраполировать на глубину, выкалывают призмы мощностью до 20—25 км. Есть, однако, данные, что сбросы выполаживаются с глубиной [27], т. е. охватывают еще меньшую часть коры.

О четвертичном и современном развитии более глубоких слоев литосферы запада Северной Америки свидетельствуют косвенные признаки: некоторые второстепенные аномальные элементы структурного рисунка поверхности, распределение вулканических образований и теплового потока. По ним гипотетически выделяется главная система глубинных деформаций [7], которая продолжается из Калифорнийского залива в трог Солтон-Си и далее на север под западную ветвь молодых нарушений Провинции Бассейнов и Хребтов и прогиб Снейк-Ривер, т. е. оказывается восточнее главной системы верхнекоровых нарушений, разлома Сан-Андреас, на 300—400 км. Эта глубинная система реконструируется в виде сочленяющихся примерно под прямым углом широких, но сравнительно коротких северо-восточных зон магматической проницаемости и узких амагматичных северо-западных зон, которым на поверхности отвечают пучки малоамплитудных правых сдвигов. Таким образом, гипотетическая система глубинных деформаций сходна с рифтово-трансформными системами, развивающимися в соседних частях океана — Калифорнийском заливе и районе хребтов Горда и Хуан-де-Фука. Первая из них непосредственно продолжает выделенную глубинную систему, а вторая может быть связана с ней зоной рассеянных сдвиговых деформаций на континентальном продолжении разлома Мендосино [13]. Северным продолжением глубинной системы может быть и зона, выраженная на поверхности линеamentом Олимпия-Уоллова, достигающим района о. Ванкувер и смыкающимся с молодыми сдвигами юго-восточной Аляски.

Анализ механизмов очагов землетрясений запада Алеутской дуги [14] позволяет предполагать кинематическое единство сейсмогенного правого сдвига тылового шва и зоны субгоризонтальных срывов, расположенных под дугой. Последние отражают относительное движение масс дуги, т. е. сорванного юго-западного крыла сдвига на северо-запад. Обе группы очагов охватывают глубины до 20—25 км. Более глубокофокусными (до 40—45 км) являются очаги под океаническим желобом. В них устанавливается растяжение, нормальное фронту дуги, т. е. принципиально иное поле напряжений.

Рассмотренные примеры подтверждают вывод об обособленности верхнекоровых континентальных и субконтинентальных структур обрамления Тихого океана от активных структур более глубоких горизонтов литосферы и соседних океанических литопластин. Структурное обособление верхнекорового слоя предполагает и автономность его латеральных перемещений. Зонам таких перемещений могут отвечать коровые волноводы, например волновод на глубине около 15 км под Большим Бассейном запада США [30]. На западе Алеутской дуги эффективная вязкость среды, вероятно, выше: здесь обособление верхнекорового слоя проявляется в сейсмогенных подвизжках по субгоризонтальным поверхностям.

ВЫВОДЫ

1. В пределах активных окраин Тихого океана наблюдается большое морфологическое разнообразие развивающихся структур, определяемое как особенностями строения коры, так и направлением перемещений горных масс. Широко распространены активные продольные сдвиги.

2. Крупные продольные сдвиги и сопутствующие им нарушения характерны для литопластин, образованных континентальной или субконтинентальной корой с гранитно-метаморфическим слоем и не распространяются дальше и глубже них. В более глубоких слоях литосферы и областях с океанической корой они сменяются структурами иного типа. Это или структуры сжатия, которым соответствуют наклонные сейсмофокальные зоны или, реже, системы рифтово-трансформного типа.

3. Структурное своеобразие нарушенных сдвигами верхнекоровых литопластин отражает их кинематическую обособленность, т. е. тектоническую расслоенность литосферы активных окраин Тихого океана.

Литература

1. *Бениофф Х.* Движения по крупнейшим разломам.— В кн.: Дрейф континентов. М.: Мир, 1966, с. 75—104.
2. *Веллман Г. В.* Четвертичная тектоника Новой Зеландии.— В кн.: Живая тектоника. М.: Изд-во иностр. лит., 1957, с. 306—316.
3. *Гутенберг Б.* Критический обзор вопроса о перемещении континентов.— В кн.: Вопросы современной зарубежной тектоники. М.: Изд-во иностр. лит., 1960, с. 452—464.
4. *Лукьянов А. В.* Структурные проявления горизонтальных движений земной коры.— М.: Наука, 1965. 211 с.
5. Новая глобальная тектоника (тектоника плит): Сб. статей/Под ред. Зоненшайна Л. П., Ковалева А. А. М.: Мир, 1974. 471 с.
6. *Пушаровский Ю. М., Козлов В. В., Мазарович А. О., Сулиди-Кондратьев Е. Д.* Системы разломов в Тихом океане.— Геотектоника, 1980, № 2, с. 3—12.
7. *Трифонов В. Г.* Новейшая структура запада США как проявление тектонической расслоенности литосферы.— Докл. АН СССР, 1979, т. 247, № 5, с. 1225—1229.
8. *Шмидт О. А.* Проблемы тектонического развития Командорских островов.— Геотектоника, 1974, № 6, с. 105—117.
9. *Allen C. R.* Circum-Pacific faulting in the Philippine-Taiwan region.— J. Geophys. Res., 1962, № 12, p. 4795—4812.
10. *Allen C. R.* Geological criteria for evaluating seismicity.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1975, v. 86, p. 1041—1057.
11. *Benioff H.* Circum-Pacific tectonics.— Publ. Dominion Obs. Ottawa, 1957, v. 20, № 2.
12. *Brogan G. F., Cluff L. S., Korrington M. K., Slemmons D. B.* Active faults of Alaska.— Tectonophysics, 1975, v. 29, p. 73—85.
13. *Christiansen R. L., McKee E. H.* Late Cenozoic volcanic and tectonic evolution of the Great Basin and Columbia Intermountain Regions.— In: Cenozoic tectonics and regional geophysics of the Western Cordillera/Eds Smith R. B., Eaton G. R. Geol. Soc. Amer. Mem., 1978, № 152, p. 283—312.
14. *Cormier V. F.* Tectonics near the junction of Aleutian and Kuril-Kamchatka arcs and a mechanism for Middle Tertiary magmatism in the Kamchatka Basin.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1975, № 4, p. 443—453.
15. *Fitch T. J.* Plate convergence, transcurrent faults and internal deformation adjacent to Southeast Asia and the Western Pacific.— J. Geophys. Res., 1972, v. 77, № 23, p. 4432—4460.
16. *Hadley D., Kanamori H.* Seismic structure of the Transverse Ranges, California.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1977, v. 88, № 10, p. 1469—1478.
17. *Hamilton W. B., Myers W. B.* Cenozoic tectonic relationships between the western United States and the Pacific Basin.— In: Proc. of Conference on Geologic Problems of the San Andreas Fault System. Stanford Univ. Publ., Geol. Sci., 1968, v. XI, p. 342—359.
18. *Hatherton Tr.* Upper mantle inhomogeneity beneath New Zealand.— J. Geophys. Res., 1970, v. 75, № 2, p. 269—284.
19. *Huzita K., Kishimoto J., Shiono K.* Neotectonics and seismicity in the Kinki Area, Southwest Japan.— J. Geosci. Osaka Univ., 1973, v. 16, art. 6, 93.
20. *Kaneko Sh.* Transcurrent displacement along the Median Tectonic Line, South-Western Japan.— New Zealand J. Geol. and Geophys., 1966, v. 9, p. 45—59.
21. *Lachenbruch A. H., Sass J. H.* Thermo-mechanical aspects of the San Andreas fault system.— In: Proc. of the Conference on tectonic Problems of the San Andreas Fault System. Stanford Univ. Publ., Geol. Sci., 1973, v. XIII, p. 192—205.
22. *Lawson A. C. et al.* The California earthquake of April 18, 1906. Report of the State Earthquake Investigation Committee.— Carnegie Inst. Publ., Washington, 1908, v. 1, p. 451.

23. *Lensen B. J.* The Wellington Fault from Cook Strait to Manawaty Gorge.— New Zealand J. Geol. and Geophys., 1958, v. 1, № 1, p. 178—196.
24. *Lensen B. J.* Earth-deformation studies in New Zealand.— Tectonophysics, 1975, v. 29, p. 541—551.
25. *Plafker G.* Alaskan Earthquake of 1964 and Chilean Earthquake of 1960: Implications for Arc Tectonics.— J. Geophys. Res., 1972, v. 77, № 5, p. 901—925.
26. *Plafker G., Hudson T., Bruns T., Rubin M.* Late Quaternary offsets along the Fairweather Fault and Crustal Plate Interactions in Southern Alaska.— Canad. J. Earth Sci., 1978, v. 15, № 5, p. 805—816.
27. *Proffett J. M., Jr.* Cenozoic geology of the Yerington district, Nevada, and implications for the nature and origin of Basin and Range faulting.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1977, v. 88, p. 247—266.
28. *Rynn J. M. W., Scholz C. H.* Seismotectonics of the Arthurs Pass Region, South Island, New Zealand.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1978, v. 89, p. 1373—1388.
29. *Scholz C. H.* A comparison of the San Andreas Fault System with the Alpine Fault (abstract).— Proc. of the Conference on Tectonic Problems of the San Andreas Fault System. Stanford Univ. Publ., Geol. Sci., 1973, v. XIII, p. 186—191.
30. *Shubert D. N., Cebull S. E.* Crustal low-velocity layer and regional extension in the Basin and Range Province.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1971, v. 82, № 12, p. 3241—3244.
31. *Sieh K. E.* Prehistoric large earthquakes produced by slip on the San Andreas fault at Pallett Creek, California.— J. Geophys. Res., 1978, v. 83, № B8, p. 3907—3939.
32. *St. Amand, Allen C. R.* Strike-slip faulting in northern Chile (abstract).— Geol. Soc. Amer. Bull., 1960, v. 71, p. 1965.
33. *Wallace R. E.* Notes on stream channels offset by the San Andreas Fault, Southern Coast Ranges, California.— Proc. of Conference on Geologic Problems of the San Andreas Fault System Stanford Univ. Publ., Geol. Sci., 1968, v. XI, p. 6—20.
34. *Wallace R. E.* Earthquake recurrence intervals on the San Andreas fault.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1970, v. 81, № 10, p. 2875—2890.
35. *Welhan J. A., Lupton J. E., Craig H.* Helium isotope ratios in Southern California fault zones.— 1978 Fall Meeting, abstracts EOS, Trans. Amer. Geophys. Union, 1978, v. 59, № 12, p. 1197.

Геологический институт
АН СССР

Поступила в редакцию
26.V.1981