

Глава 10. ТЕКТОНИКА ДНА ОКЕАНА

Тектоника дна океана в качестве самостоятельного научного направления появилась сравнительно недавно, в середине XX века. К этому времени был накоплен огромный фактический материал по изучению рельефа дна, структуры земной коры, магнитного, гравитационного и теплового полей дна океана, позволивший обосновать стройную непротиворечивую теорию тектонического развития океанского дна – *тектонику литосферных плит*. Эта теория не только возродила на новом уровне представления Альфреда Вегенера о дрейфе материков, обосновав механизмы крупных горизонтальных перемещений, но и смогла объяснить происхождение и развитие тектонических структур на континентах, что позволило ей претендовать на роль глобальной геотектонической концепции.

10.1. Структура океанской земной коры

Важнейшим результатом сейсмических исследований середины XX века было выявление двух типов земной коры: континентальной и океанской. Океанская земная кора оказалась гораздо тоньше континентальной. Ее средняя мощность составляла всего около 6-7 км. Ниже (в табл.10.1 и на рис.10.1) приведены сведения о мощности, составе и физических свойствах отдельных слоев, слагающих океанскую земную кору.

Таблица 10.1

Структура океанской земной коры

Название	Состав	Мощность, км	Скорость продольных волн, км/с	Плотность г/см ³
Слой 1	Пелагические осадки	0 – 0.5	1.6 – 2.5	1.8 – 2.3
Слой 2А	Пиллоу лавы и массивные потоки базальтов	0.5	4.0 – 5.0	2.3 – 2.7
Слой 2В	Дайки базальтов	1.5	5.0 – 6.2	
Слой 3	Габбро	4.5 – 5.0	6.0 – 7.3	2.8 – 3.1
Верхняя мантия	Перидотиты	-	7.9 – 8.2	3.2 – 3.5

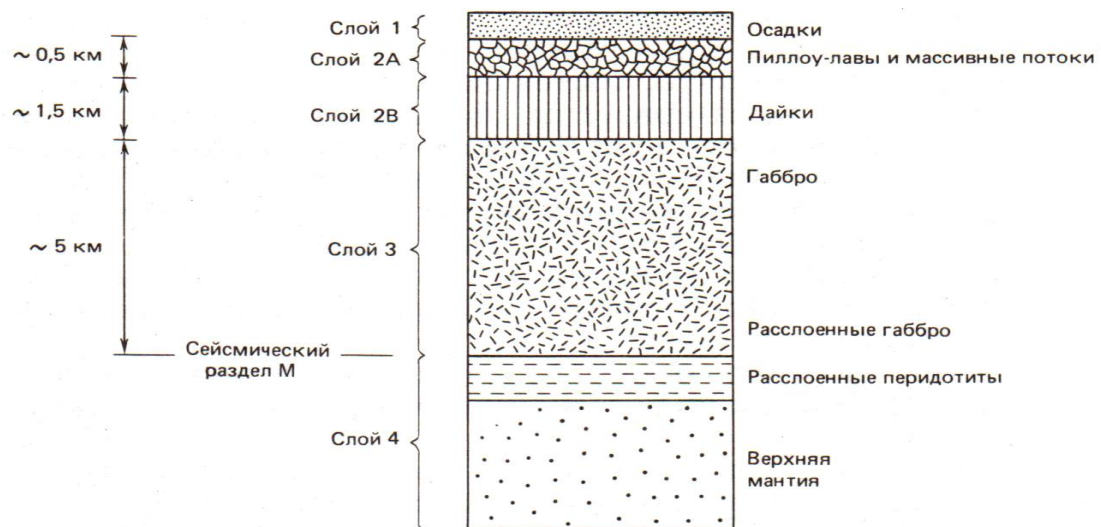


Рис.10.1. Строение океанской земной коры.

Первый слой океанской земной коры сложен осадками. Его мощность, как правило, невелика. В осевых зонах срединно-океанских хребтов осадки практически отсутствуют, за исключением тонкого слоя полигенных осадков и металлоносных глин. Лишь на некотором удалении от них появляются отложения органогенных, в основном карбонатных илов. По мере удаления от осевых зон срединно-океанских хребтов мощность осадков постепенно возрастает и с приближением к окраинам континентов достигает первых сотен метров в районе активных континентальных окраин, и нескольких километров у пассивных окраин континентов. На большей части Мирового океана мощность осадков заключена в пределах 0 – 500 м. Состав осадков зависит от географической широты и глубины океана, а также от удаленности от источников терригенного сноса, и может меняться от полигенных, накапливающихся со скоростями 0.1 – 1 мм за 1000 лет, до терригенных, со скоростями накопления до 100 – 1000 мм и более за 1000 лет. Скорость продольных сейсмических волн в первом океанском слое в зависимости от его мощности колеблется в пределах 1.6 – 2.5 км/с, а плотность – в пределах 1.8 – 2.3 г/см³.

Второй слой океанской земной коры сложен базальтами. Различают верхнюю часть второго океанского слоя (слой 2А) и его нижнюю часть (слой 2В). Слой 2А имеет среднюю мощность порядка 0.5 км и сложен эффузивными породами основного состава, которые представлены массивными потоками базальтовых лав, скоплениями подушечных (шаровых) лав и пиллоулавами. Породы слоя 2А подстилаются гипабиссальными базальтами «дайкового комплекса» (долеритами), слагающими слой 2В. Этот слой имеет среднюю мощность около 1.5 км. Скорость продольных сейсмических волн в слое 2А обычно составляет 4 – 5 км/с.; в слое 2В она несколько выше – 5.0 – 6.2 км/с. Плотность пород второго океанского слоя заключена в пределах 2.3 – 2.7 г/см³. Под подводными вулканическими хребтами и поднятиями мощность второго слоя может возрастать до нескольких километров.

Третий слой океанской земной коры сложен магматическими породами основного состава – габбро. Его мощность обычно составляет 4.5 – 5 км, скорость продольных сейсмических волн в породах этого слоя – 6.0 – 7.2 км/с, плотность пород – 2.8 – 3.1 г/см³.

Подошва третьего океанского слоя соответствует границе Мохоровичича, являющейся подошвой земной коры. Ниже залегают ультраосновные породы верхней мантии (перидотиты), входящие в состав океанской литосферы. Граница Мохоровичича была выделена по сейсмологическим данным, как граница резкого увеличения скорости продольных сейсмических волн до значений 7.9 – 8.2 км/с. Ниже этой границы происходит также увеличение плотности до 3.2 – 3.5 г/см³.

10.2. Литосферные плиты

В реологических моделях Земли две верхние ее оболочки представлены литосферой и астеносферой, значительно различающихся по жесткости (вязкости). Как уже отмечалось в гл.3, литосфера включает в себя земную кору и часть верхней мантии и отличается исключительно высокими значениями жесткости, порядка 10^{23} - 10^{24} П. Жесткость пород верхней мантии контролируется условиями давлений и температур. С увеличением глубины температура возрастает. При достижении температур, вызывающих частичное плавление пород верхней мантии, их жесткость падает на несколько порядков, до 10^{19} - 10^{20} П, и они переходят в состояние, соответствующее понятию астеносфера. Таким образом, глубина залегания подошвы океанской литосферы контролируется изотермой частичного плавления пород верхней мантии, которая близка к 1200 °С.

Под осевыми зонами срединно-океанских хребтов мощность литосферы невелика, не более 10 -15 км. По мере удаления от срединно-океанского хребта температура литосферы понижается, и изотерма частичного плавления пород верхней мантии опускается вниз, т.е. мощность океанской литосферы, ее плотность и глубина залегания ее кровли (глубина океана) с возрастом литосферы постепенно увеличиваются. Мощность наиболее древних

участков океанской литосферы с возрастом порядка 150 млн. лет может достигать 120 – 130 км.

Возраст литосферных блоков с континентальной земной корой измеряется миллиардами лет, и изотерма начала частичного плавления пород верхней мантии под ними залегает заметно глубже, соответственно, мощность литосферы под континентами значительно больше (до 200 – 250 км).

Таким образом, литосфера – это верхняя жесткая оболочка Земли, в состав которой входит земная кора и часть верхней мантии (литосферная мантия), температура которой ниже точки частичного плавления горных пород.

Под литосферой до глубин 650 км залегает слой пониженных скоростей сейсмических волн, который отождествляется с астеносферой. Жесткость (вязкость) астеносферы, как отмечалось выше, на несколько порядков меньше, чем у литосферы. Особенно низкие значения жесткости отмечаются до глубин 400 км. Наличие в верхней мантии низкоскоростного слоя, обладающего аномально низкой жесткостью, является необходимым условием для реализации крупных горизонтальных перемещений литосферных блоков относительно друг друга и их тектонического взаимодействия. Поэтому литосферу и астеносферу часто объединяют термином *тектоносфера*.

Литосфера не является цельной оболочкой Земли. Она разбита на относительно самостоятельные фрагменты, называемые *литосферными плитами*, которые разделены тектонически-активными зонами – *границами литосферных плит*. Выделяют несколько сравнительно крупных литосферных плит: Евразийскую, Тихоокеанскую, Индийскую, Антарктическую, Африканскую, Северо-Американскую, Южно-Американскую, Наска, Кокос и др., а также ряд более мелких (рис.10.2). В состав большинства крупных литосферных плит входят континенты и участки с океанской земной корой. Лишь немногие плиты (Тихоокеанская, Наска, Кокос и др.) лишены фрагментов литосферы с континентальным типом земной коры.

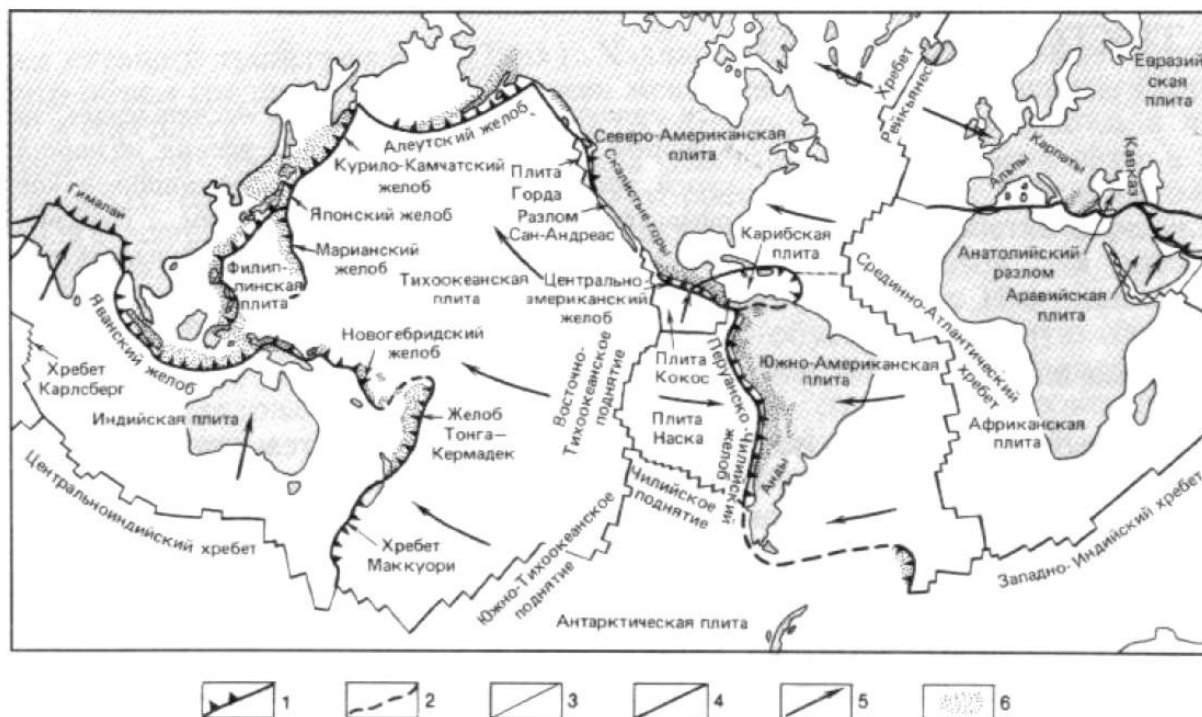


Рис.10.2. Расположение и границы литосферных плит Земли (Кеннет, 1987).

1 – зоны субдукции; 2 – границы плит неясной природы; 3 – трансформные разломы; 4 – оси срединно-океанских хребтов; 5 – направления движения плит (относительно Африканской плиты); 6 – области глубокофокусных землетрясений.

Плиты, содержащие в своем составе континенты, менее подвижны по сравнению с плитами с океанической земной корой. При этом отмечается обратная корреляция между площадью континентального блока и подвижностью плиты. Т.е. континентальные блоки за счет своей большой мощности выполняют своеобразную роль «якоря» при движении литосферной плиты по астеносфере.

10.3. Границы литосферных плит

Литосферные плиты постоянно перемещаются относительно друг друга по своим границам. В зависимости от характера относительного движения, различают три типа таких границ:

1. *Дивергентные (конструктивные)* границы, по которым происходит раздвижение литосферных плит в противоположных направлениях с одновременным формированием в зоне раздвиг молодой литосферы и океанской земной коры. Процесс разрастания океанского дна за счет новообразования океанской земной коры на конструктивных границах литосферных плит называется *спредингом*.
2. *Трансформные* границы, по которым происходит относительное скольжение (сдвиг) граничащих литосферных плит. При этом скольжение может сопровождаться компонентами сжатия или растяжения.
3. *Конвергентные (деструктивные)* границы литосферных плит, на которых происходит схождение литосферных плит с поддвигом (*субдукцией*) более тяжелой плиты под более легкую, или *коллизионное* взаимодействие сходящихся плит с деформациями краевых частей и формированием горных сооружений.

Дивергентные границы литосферных плит соответствуют осевым зонам срединно-океанских хребтов или континентальным рифтовым зонам. Предположение о формировании земной коры в срединно-океанских хребтах при их раздвиге, подъеме и кристаллизации базальтовой магмы высказывал А. Холмс еще в 30-х и 40-х годах XX века, уподобив расходящуюся от активной зоны океанскую кору бесконечным лентам транспортера. Эта идея получила дальнейшее развитие после того, как Г. Хесс (1960) положил ее в основу представлений об эволюции океанов. Р. Дитц (1961) ввел термин *спрединг морского дна*.

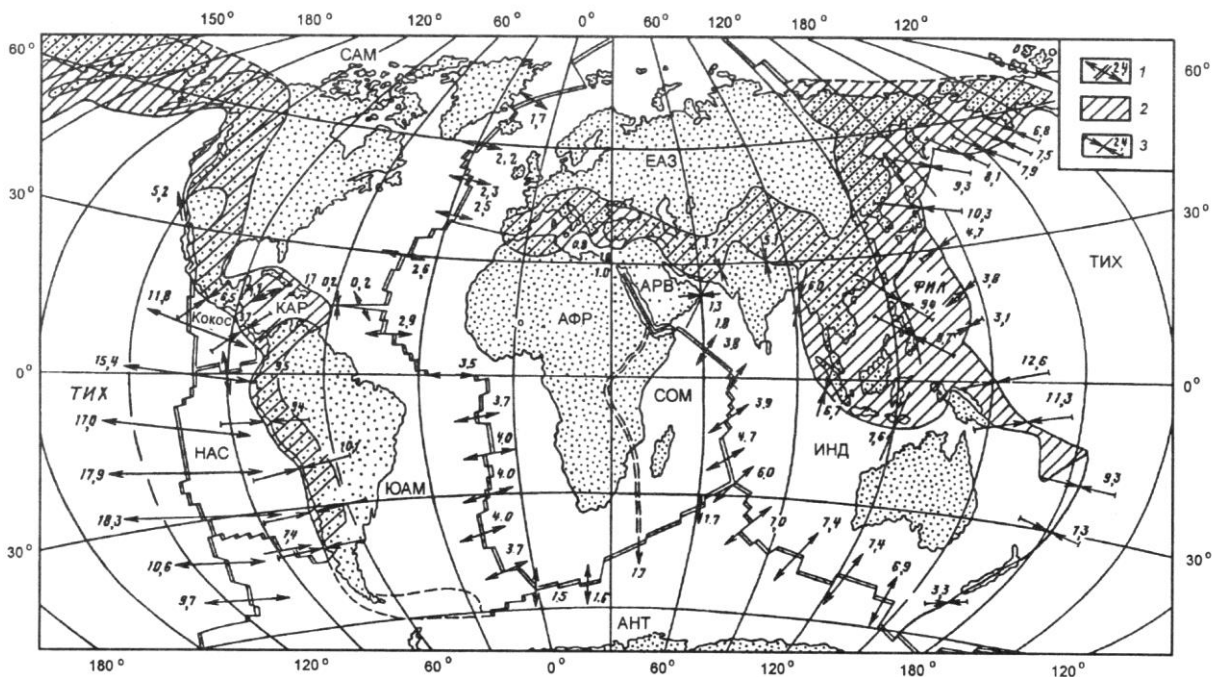


Рис.10.3. Относительные движения литосферных плит и распределение скоростей спрединга (см/год) в срединно-океанских хребтах (Кеннет, 1987): 1 – дивергентные и трансформные границы плит; 2 – планетарные пояса сжатия; 3 – конвергентные границы плит.

Срединно-океанские хребты (СОХ) различаются скоростями спрединга (рис.10.3). Наибольшими скоростями спрединга отличается Восточно-Тихоокеанское поднятие (порядка 18 см/год). В Срединно-Атлантическом хребте величина спрединга заметно меньше, порядка 2.5 см/год в северной части хребта и до 4 см/год в его южной части.

Характерной чертой осевых зон СОХ является их резкие смещения по ортогональным зонам – зонам трансформных разломов. Схема такого смещения показана на рис.10.4. В результате между разделенными осевыми зонами образуется *трансформная (сдвиговая) граница плит*, а за пределами осевых зон – тектонический шов, разделяющий разновозрастные блоки океанской литосферы и, поэтому, выраженный в рельефе дна уступом. Высота этого уступа максимальна вблизи осевой зоны хребта и постепенно уменьшается по мере удаления от нее.

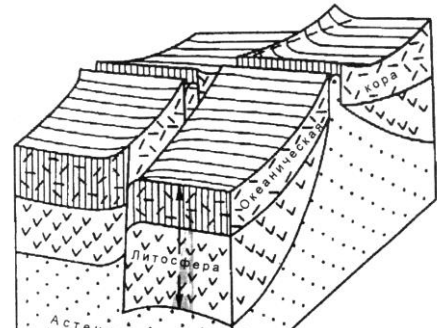


Рис.10.4. Схема смещения осевой зоны СОХ по трансформному разлому.

Трансформные границы, смещающие осевые зоны срединно-океанских хребтов, получили название границы типа хребет-хребет. Но разнообразие трансформных границ литосферных плит этим не исчерпывается. Дж. Уилсон в 1965 г. выделил 6 главных типов трансформных границ литосферных плит (рис.10.5), реально существующих в настоящее время. Кроме упоминавшейся выше границы типа хребет-хребет, трансформная граница плит может соединять срединно-океанические хребты с двумя различными типами конвергентных границ, а также соединять друг с другом конвергентные границы плит в трех различных вариантах.

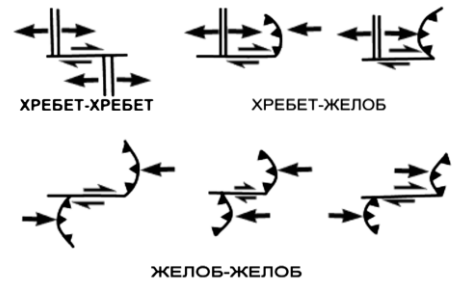


Рис.10.5. Главные типы трансформных разломов (по Уилсону).

Особый интерес представляют *тройные сочленения*, где сходятся три границы литосферных плит, причем эти границы могут быть разного рода – оси спрединга (СОХ), зоны субдукции (глубоководные желоба), трансформные разломы. Некоторые примеры таких комбинаций приведены на рис. 10.6. Наиболее распространено сочленение трех осей спрединга, которое, например, можно наблюдать на юге Атлантики и в центре Индийского океана (на западном и восточном окончаниях Западно-Индийского хребта, см. рис.10.2).



Рис.10.6. Различные варианты тройного сочленения границ литосферных плит (по Мак-Элхину).

Конвергентные границы литосферных плит представлены *зонами субдукции* (зонами поглощения литосферных плит), которые отмечены на поверхности Земли глубоководными желобами и вулканическими дугами, а также *зонами коллизионного взаимодействия* литосферных плит, выраженных системами горных хребтов.

Зоны субдукции наиболее широко распространены по периферии Тихого океана, охватывая его почти сплошным «огненным» кольцом. Но имеют место также в северо-восточной части Индийского океана (Зондский желоб), на юге Атлантики (Южно-Сандвичев желоб) и в Карибском регионе (желоб Пуэрто-Рико). Субдукция – наиболее сложный тип взаимодействия литосферных плит. В зависимости от возраста погружающейся литосферы, взаимодействие плит может носить различный геодинамический режим: активной континентальной окраины или островной дуги.

Геодинамический режим активной континентальной окраины (или окраины чилийского типа) характерен для зон субдукции, в которых поглощается литосфера сравнительно молодого (неоген-четвертичного) возраста. Такие зоны субдукции характеризуются пологим погружением субдуцируемой плиты под континент (порядка 30°), значительным удалением вулканической дуги от оси глубоководного желоба, обстановкой горизонтального сжатия вкрест зоны субдукции, приводящей к росту горных хребтов тектономагматической природы (типа Анд), отсутствием бассейнов растяжения в тыловой зоне и наличием мощных аккреционных призм в преддуговых бассейнах (рис.10.7а). Примерами таких зон субдукции являются Перуанско-Чилийский желоб и восточная часть Алеутского желоба.

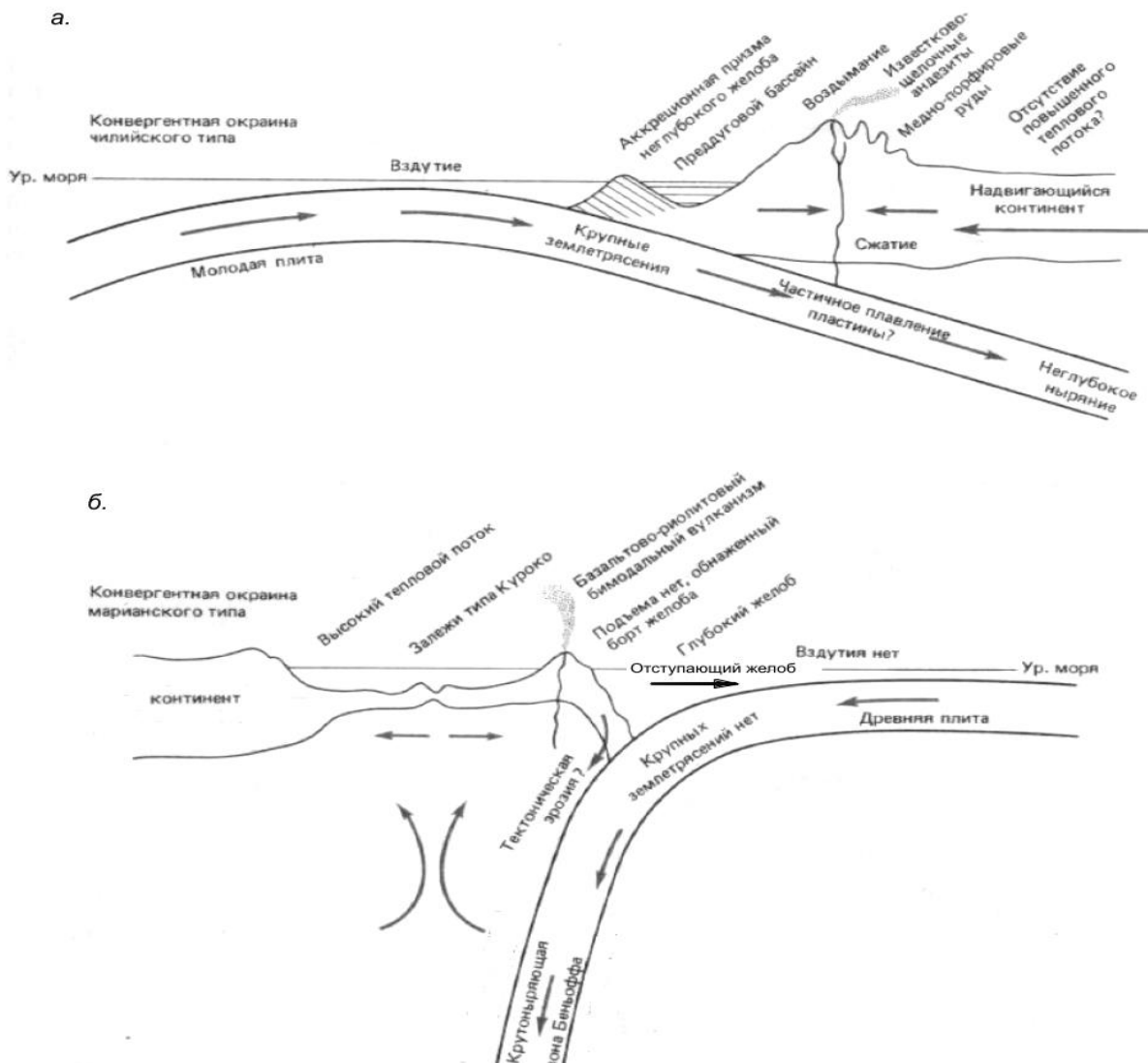


Рис.10.7. Геодинамические режимы взаимодействия литосферных плит в зонах субдукции:

- а – геодинамический режим активной континентальной окраины;
- б - геодинамический режим островной дуги.

Геодинамический режим островных дуг характерен для зон субдукции, в которых поглощается древняя холодная океанская литосфера, обычно мезозойского возраста. Молнар и Атуотер (*Molnar, Atwater, 1978*) показали, что субдукция океанской литосферы с возрастом более 50 млн. лет сопровождается деструктивными процессами в тылу островных дуг, т.е. формированием бассейнов растяжения в тыловой зоне, их разрастанием, и выдвиганием островодужных блоков вместе с зоной субдукции в сторону океана. Такая литосфера имеет повышенную плотность и мощность порядка 100 и более километров. Она по плотности превышает подстилающую астеносферу и погружается в нее под действием собственного веса. При этом литосферная флексура в месте изгиба океанской плиты постепенно смещается в сторону

океана, увлекая за собой прилегающие структуры островной дуги и формируя в ее тылу зону растяжения – задуговой бассейн. В таких зонах субдукции отмечаются большие углы наклона субдуцируемой плиты (более $55-60^\circ$), сравнительно небольшое расстояние от вулканической дуги до оси глубоководного желоба, отсутствие или незначительная мощность аккреционных комплексов в преддуговом бассейне и формирование задуговых бассейнов растяжения с субокеаническим строением земной коры (глубоководных котловин окраинных морей) в тылу островных дуг. При этом отмечается корреляция ширины задуговых бассейнов растяжения с возрастом погружающейся литосферной плиты, что отчетливо прослеживается на западной окраине Тихого океана. Так, на Камчатке, под которую погружается океанская плита верхнемелового возраста, обстановка растяжения отражается лишь в наличии заполненных осадками прогибов на ее территории и в прилегающей акватории Охотского моря (Голыгинский прогиб). Южнее, в районе Курил, субдуцируемая плита становится несколько древнее, и в тылу южной части Курильской островной дуги уже прослеживается глубоководная Курильская котловина с субокеаническим строением земной коры. Далее на юг, в районе Японского желоба, в который погружается плита нижнемелового возраста, задуговой бассейн представлен достаточно широкой глубоководной котловиной Японского моря. И, наконец, в районе Марианского желоба, в который под углом порядка 70° погружается океанская литосфера верхнеюрского возраста, в тылу Марианской дуги образовался огромный глубоководный бассейн Филиппинского моря с океанической структурой земной коры.

Субдукция океанской плиты под континентальные окраины сопровождается «соскабливанием» с поверхности океанской плиты осадочного слоя и части второго океанского слоя с формированием в основании континентального подножия сложнопостроенного тектонического сооружения – аккреционной призмы. При этом осадочные слои сминаются в складки, смещаются пологими разрывами, наклонёнными в направлении субдукции. Происходит последовательное пододвигание все новых клиньев осадочного материала, которые подпирают и приподнимают более древнюю часть призмы. Поэтому вверх по склону желоба и далее наклон слоев и надвиговых поверхностей становится круче, появляются все более древние элементы аккреционной призмы (рис.10.8). Одновременно на поверхности призмы формируются отложения терригенного материала, обильно выносимого мутьевыми потоками по каньонам континентальной окраины. В результате образуется, и все увеличивается в размерах аккреционная призма, имеющая сложную изоклинально-чешуйчатую внутреннюю структуру и наращивающая континентальную окраину или островную дугу. Поднятие аккреционной призмы по мере разрастания превращает ее в подводный уступ или невулканическую внешнюю дугу, отделяющую преддуговой прогиб от глубоководного желоба.

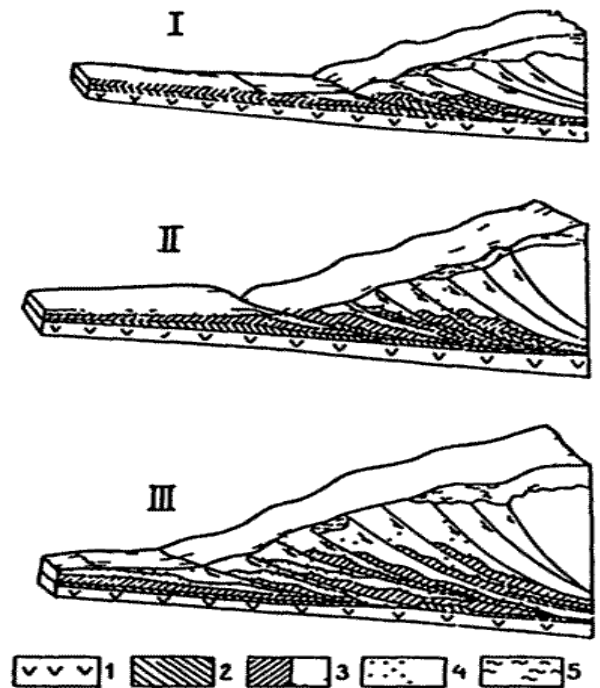


Рис.10.8. Последовательные стадии аккреции (I – III) на активной континентальной окраине (Сили и др., 1978).

1 – базальтовая кора; 2 – пелагические илы; 3 – дистальные турбидиты; 4 – песчаные турбидиты; 5 – отложения континентального склона.

Коллизионное взаимодействие литосферных плит происходит в результате постепенного сближения и последующего «столкновения» двух участков плит с земной корой конти-

нентального типа, которое становится неизбежным при полном поглощении в зоне субдукции участка литосферной плиты с океанской корой, т.е. при «закрытии» океана. Относительно легкие сиалические породы континентальной коры не погружаются в мантию, а вступают в активное механическое взаимодействие. Интенсивное сжатие порождает сложные структуры и горообразование. При этом проявляется внутренняя тектоническая расслоенность литосферы, она делится на пластины, которые испытывают горизонтальное смещение и дисгармоничные деформации. В условиях тектонического сжатия и утолщения континентальной коры в ней образуются очаги гранитной магмы.

Коллизионное взаимодействие литосферных плит и связанные с ним движения и деформации проявляются в настоящее время в Альпийско-Гималайском поясе, протягивающемся в субширотном направлении от Атлантического океана до Тихого. При этом движения и деформации максимальны на тех отрезках Альпийско-Гималайского пояса, где южной окраине Евразии противостоят выступы континентальных плит Индостана и Аравии, а также активно смещающаяся на север Адриатическая микроплита.

10.4. Сейсмичность на границах литосферных плит

Все три типа границ литосферных плит проявляют высокую сейсмическую активность, являющуюся следствием их современной тектонической активности. Наглядное представление о сейсмической активности границ литосферных плит дает схема эпицентров землетрясений, составленная М. Баразаиги и Дж. Дорманом в 1969 г. (рис.10.9). Из схемы видно, что различные типы границ литосферных плит отличаются по характеру сейсмичности: по количеству землетрясений и их глубине.

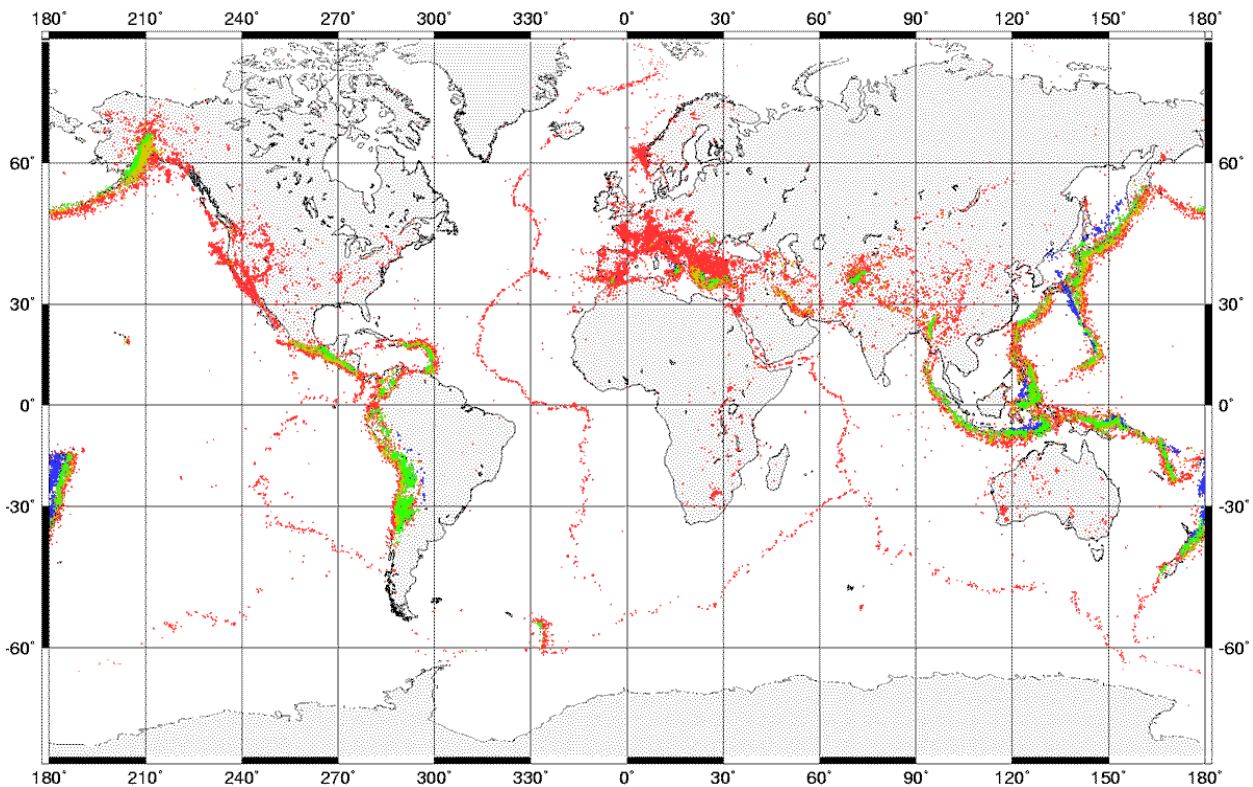


Рис.10.9. Схема распределения землетрясений на поверхности Земли (Barazangi, Dorman, 1969).

Цветом выделены землетрясения с различными глубинами гипоцентров: мелкофокусные (красным), промежуточные (зеленым) и глубокие (синим).

Дивергентные и трансформные границы литосферных плит характеризуются исключительно мелкофокусными землетрясениями, с глубиной гипоцентров до 50 – 70 км, реже – до 100 км. При этом механизмы землетрясений на дивергентных границах указывают на обстановку горизонтального растяжения ортогонального к дивергентной границе, а на трансформных границах – на сдвиги (правосторонние или левосторонние) вдоль границы.

Сейсмичность на конвергентных границах литосферных плит (в зонах субдукции и коллизионного взаимодействия) отличается от сейсмичности на дивергентных и трансформных границах. Главное отличие состоит в проявлении на конвергентных границах сейсмичности на промежуточных (100 – 300 км) и больших (до 700 км) глубинах.

К зонам субдукции приурочены падающие под континент или островную дугу зоны повышенной сейсмичности – сейсмофокальные зоны, получившие название зон Вадати-Заварицкого-Беньофа, по имени исследователей, впервые выделивших эти зоны. Сейсмофокальные зоны трассируют положение погружающейся под континент или островную дугу литосферной плиты. На рис.10.10 представлен разрез сейсмофокальной зоны в районе юга Камчатки. Римскими цифрами на этом рисунке выделены основные элементы этой сейсмофокальной зоны.

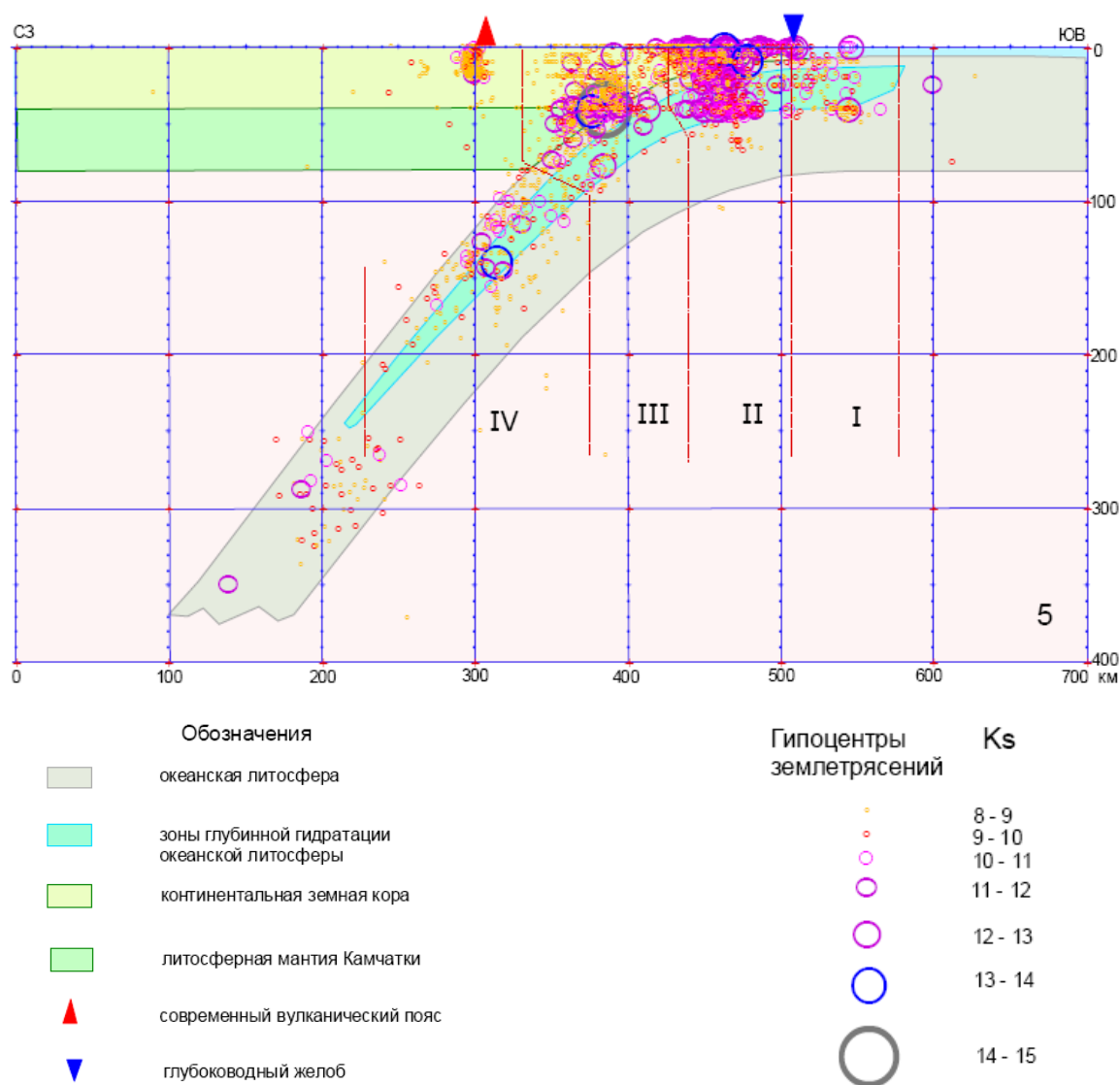


Рис.10.10. Разрез сейсмофокальной зоны юга Камчатки.

Показаны гипоцентры землетрясений за 1962 – 2001 гг. с энергетическим классом K_s с 8 по 15 в полосе шириной около 50 км, ориентированной вкост Курило-Камчатского желоба в районе вулканов Мутновский и Горелый.

Внешняя (I) зона сейсмической активности расположена в районе глубоководного желоба и его океанического склона. Механизмы очагов землетрясений этой зоны свидетельствуют об обстановке горизонтального растяжения вкост желоба, что соответствует представлениям об изгибе литосферной плиты перед ее погружением в зону субдукции.

Центральная сейсмоактивная зона (II) приурочена к материковому борту глубоководного желоба и континентальному склону Восточной Камчатки. На этом участке зоны субдукции в результате динамического взаимодействия нависающей и погружающейся литосферных плит происходит их частичное разрушение с формированием аккреционных комплексов. Как и в предыдущей, внешней зоне, основная часть гипоцентров расположена в «хрупкой» части литосферы, т.е. не глубже 40 – 50 км.

Внутренняя сейсмоактивная зона (III) охватывает верхнюю часть континентального склона. По числу землетрясений она наиболее представительна. Наибольшая концентрация землетрясений в этой зоне наблюдается до глубин порядка 50-70 км. В этой зоне характер взаимодействия нависающей и погружающейся литосферных плит меняется от пологого погружения в сторону «лобового» столкновения, что ведет к резкому увеличению сил сцепления и росту касательных напряжений между взаимодействующими плитами. Именно в этой зоне чаще всего происходят сильнейшие землетрясения.

Сейсмоактивная зона (IV) охватывает наклонный сейсмофокальный слой в пределах погружающейся литосферной плиты в диапазоне глубин от 70-80 до 200 км. В этом диапазоне глубин отчетливо выражена «клинообразная» форма сейсмофокального слоя – признак его «двойной структуры», который связывается с процессами дегидратации зоны регионального метаморфизма (серпентинитового слоя) в погружающейся плите, сформированного непосредственно перед ее погружением.

Механизмы землетрясений в зонах II – IV указывают на обстановку горизонтального сжатия по направлению субдукции.

Очаги землетрясений в зонах субдукции распределены по глубине неравномерно. Подавляющая часть сейсмической энергии (более 80%) выделяется в верхней части литосферы (до глубин 40-50 км), где по условиям температур и давлений возможно хрупкое разрушение горных пород.

Промежуточные и глубокие землетрясения сейсмофокальных зон не связаны с хрупким разрушением горных пород. На промежуточных глубинах (100 – 300 км) землетрясения возникают, по-видимому, за счет разрядки упругих напряжений при «проскальзывании» граничащих литосферных блоков в условиях двухфазной среды (при наличии водного флюида или магматического расплава). Клинообразная форма сейсмофокального слоя в диапазоне глубин 100-200 км указывает на возможность присутствия в этом диапазоне глубин водного флюида, выделяющегося при дегидратации серпентинитового слоя в условиях высоких температур (рис.10.11).

Серпентинитовый слой может образовываться непосредственно перед зоной субдукции. При изгибе литосферной плиты ее верхняя часть за счет образования раздвигов и зон трещиноватости становится водопроницаемой, включая верхние горизонты литосферной мантии. При контакте морских вод с горячими ультраосновными породами верхней мантии с температурами выше 250-300 °С оливин превращается в водосодержащий минерал серпентин, который в процессе погружения литосферной плиты при достижении температур порядка 600-650 °С переходит обратно в оливин с выделением свободного водного флюида. Дополнительным источником водного флюида на промежуточных глубинах является дегидратация под воздействием высоких температур водосодержащих минералов, в том числе и серпентина, содержащихся в породах второго и третьего океанских слоев. Появление водного флюида на глубинах 100-200 км не только способствует разрядке напряжений в виде землетрясений. В присутствии воды резко снижается температура плавления мантийных пород, и образуются магматические очаги, над которыми, в свою очередь, возникают вулканы.

Глубокие землетрясения (происходящие на глубинах 300-700 км), вероятнее всего, обусловлены фазовыми переходами минералов в погружающейся литосферной плите в условиях все возрастающих по мере ее погружения давлений и температур.

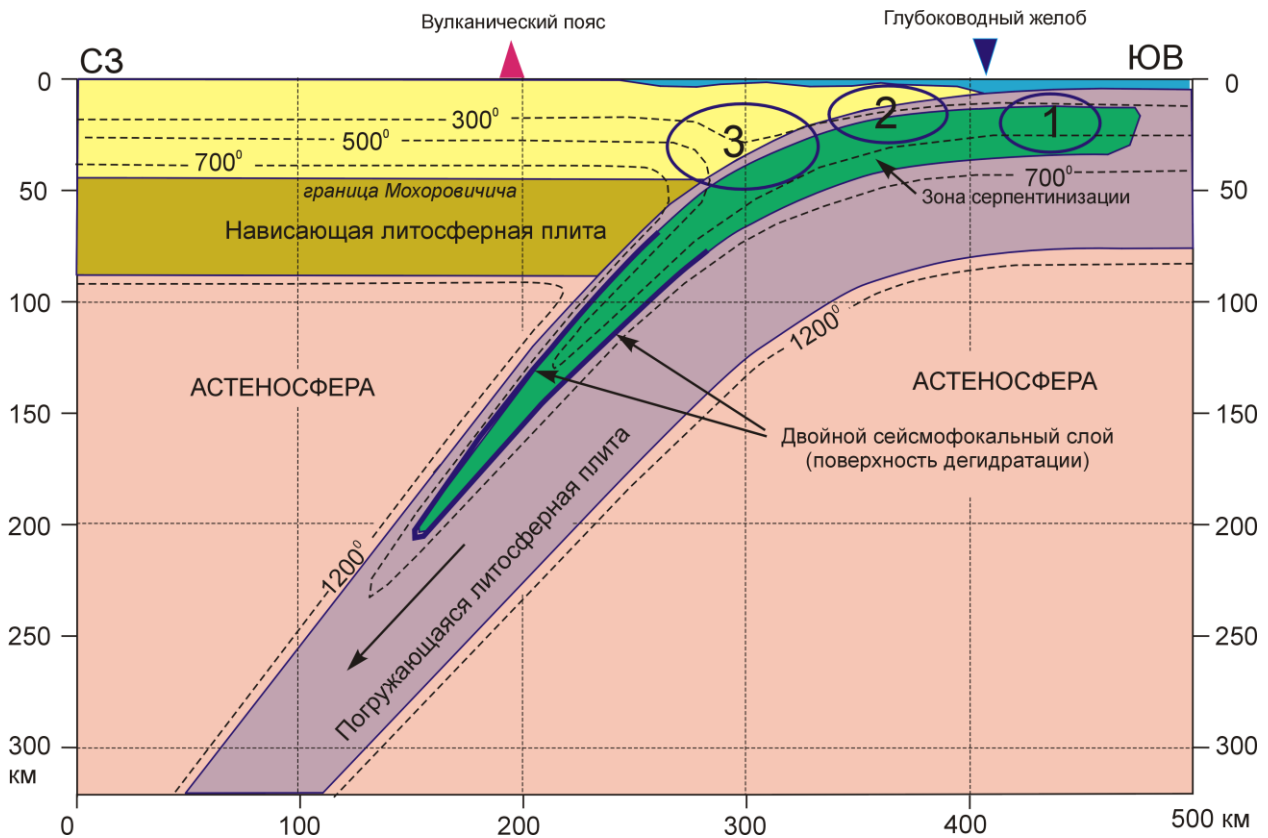


Рис. 10.11. Принципиальная схема Камчатской зоны субдукции (Селиверстов, 2009).

Указано положение зон повышенной сейсмической активности: внешней (1), центральной (2) и внутренней (3).

Образующиеся при таких переходах минералы обладают более плотной упаковкой атомов в кристаллах и, соответственно, большей плотностью. Поэтому их образование сопровождается некоторым сокращением объема пород погружающейся литосферной плиты. Так, на глубинах 350-400 км происходит фазовый переход оливин – β -фаза оливина, на глубинах 500-650 км – фазовый переход β -фаза оливина – шпинель – постшпинель. В широком диапазоне глубин (200-550 км), в зависимости от содержания окиси алюминия, проходят фазовые минеральные переходы плагиоклаза с образованием гранатов. Предполагается, что изменение P-T условий приводит к появлению метастабильных минеральных фаз, а их превращение в стабильные модификации может происходить лавинообразно за достаточно короткое время в значительном объеме пород, что и порождает сейсмические явления на больших глубинах.

10.5. Кинематика и механизмы движения литосферных плит

Тектоника литосферных плит рассматривает движение отдельных частей литосферы не на плоскости, а на сфере. Основные положения кинематики движения литосферных плит на сферической поверхности были разработаны У. Морганом и Ле Пишоном в 1968 г. Они обнаружили, что тектонические швы современных и древних трансформных разломов можно совместить с дугами малых окружностей относительного вращения между двумя плитами вокруг полюса вращения. Положение полюсов устанавливается путем нахождения точки пересечения больших кругов, перпендикулярных трансформным разломам.

Если две плиты на поверхности земного шара расходятся в обе стороны от срединно-океанского хребта, то их относительное движение, согласно теореме Эйлера, представляет собой вращение вокруг точки, называемой *полюсом вращения*. Это единственная точка, остающаяся неподвижной по отношению к обеим плитам. *Осью вращения* называется прямая, перпендикулярная земной поверхности, проходящая через полюс вращения и центр Земли. Любое относительное перемещение двух жестких плит на поверхности Земли описывается географическими координатами полюса вращения и углом поворота плит.

ты вокруг оси вращения. Относительное движение двух плит определяется угловой скоростью, которая не зависит от расстояния до полюса вращения. Для определения относительного движения двух плит достаточно установить параметры движения в двух точках на границе между ними.

На рис.10.12 приведен пример движения трех жестких плит на поверхности сферы. Показана ось относительного вращения между плитами В и С. Линейная скорость движения соседних блоков возрастает по мере удаления от полюса и приближения к большому кругу (экватору) вращения. Различия относительного движения реализуются вдоль трансформных разломов. При повороте плиты В на угол ω к плитам А и В симметрично добавляются в осевой зоне раздвигания новые площади. Такая же площадь плиты В уничтожается в результате субдукции под плиту С.

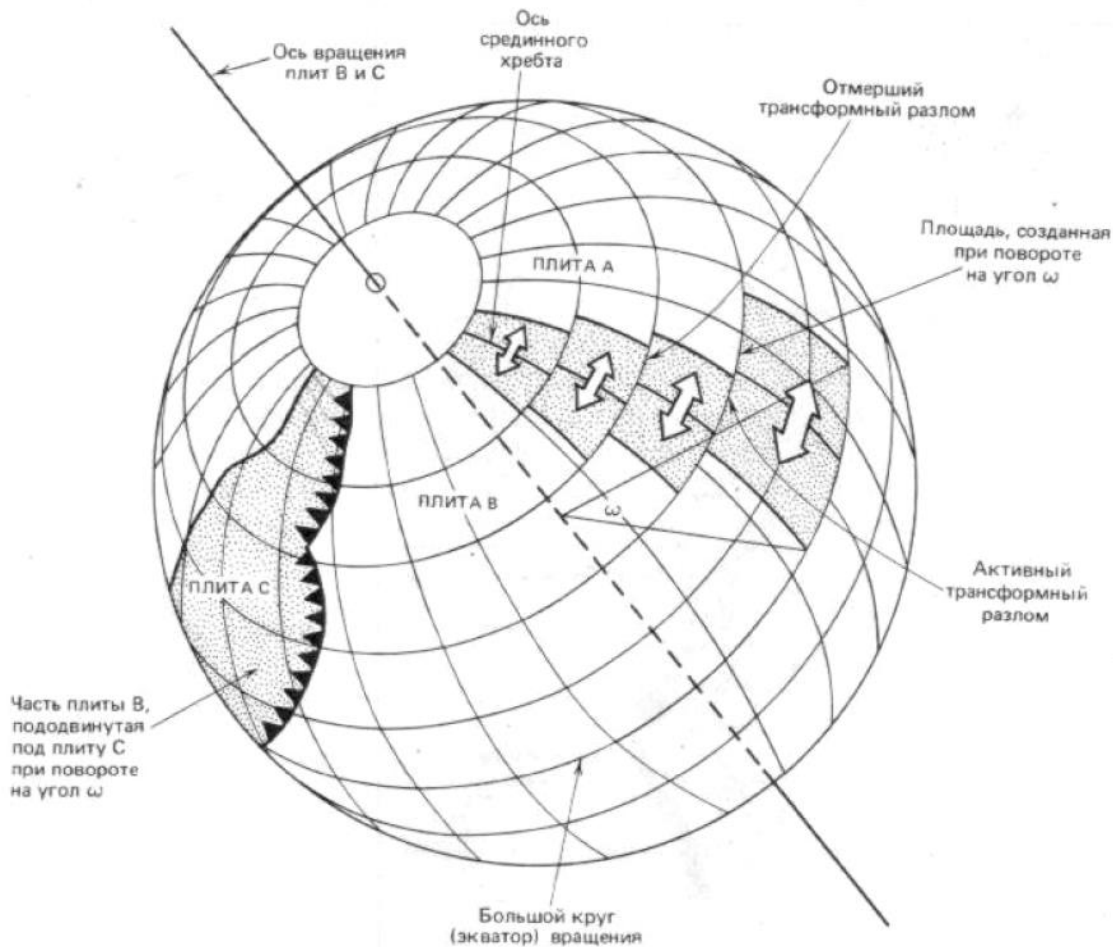


Рис.10.12. Схема движения трех жестких плит по поверхности сферы (Dewey, 1972).

Полюсы вращения наиболее крупных плит находятся, как правило, в высоких широтах. Так, полюсы вращения плит в пределах Тихого и Атлантического океанов находятся в районе Гренландии и вблизи Антарктиды южнее Австралии.

Движения всех плит взаимно зависимы, т.е. изменение скорости или направления движения одной из плит отражается на движении других. Плиты могут разворачиваться или двигаться без вращения. В ходе геологической истории движение плит может перестраиваться. К наиболее существенным изменениям в движении плит приводит подход континентального блока к зоне субдукции, т.е. при коллизионном взаимодействии плит. В этом случае относительное движение взаимодействующих плит может либо менять направление, либо вообще прекращаться. В последнем случае плиты спаиваются, образуя единую плиту, а компенсация движения будет осуществляться на других границах плит.

В настоящее время среди геологов и геофизиков не существует разногласий по поводу источника энергии, приводящего в движение литосферные плиты. Таким источником является внутреннее тепло Земли. Динамика литосферных плит определяется конвективной передачей тепла из глубоких недр нашей планеты к ее поверхности. Т.е. образование литосферных плит на дивергентных границах, их движение на поверхности планеты и последующее погружение в ее недра в зонах субдукции является механизмом передачи тепла из глубоких оболочек Земли к ее поверхности.

В процессе этого теплопереноса различают несколько составляющих, называемых движущими силами тектоники плит:

1. Гравитационное сползание литосферных плит со склонов срединно-океанских хребтов, созданных восходящими потоками разогретого мантийного вещества.
2. Движение плиты по наклонной поверхности, созданной клинообразной формой океанской литосферы в процессе ее остывания по мере удаления от срединно-океанского хребта.
3. Гравитационное погружение холодной плотной литосферы в менее плотную верхнюю мантию в зонах субдукции.
4. Термическая конвекция в верхней мантии с восходящими потоками под срединно-океанскими хребтами и нисходящими в зонах субдукции.

По-видимому, каждая из перечисленных составляющих способна вносить свой вклад в движение литосферных плит, однако их соотношение для различных литосферных плит не одинаково. Так, например, в Филиппинском море отсутствует срединно-океанский хребет, но, тем не менее, происходит субдукция Филиппинской плиты под Азиатский континент.

10.6. Магматизм на границах и внутри литосферных плит

В тектонике литосферных плит выделяют 4 типа магматизма, различающихся структурно-тектоническими условиями проявления и составом магм:

1. Магматизм срединно-океанских хребтов (СОХ).
2. Островодужный (субдукционный) магматизм.
3. Магматизм окраинных морей
4. Внутриплитный магматизм (магматизм «горячих точек»).

Магматизм и сопутствующий ему вулканизм срединно-океанских хребтов, формирующий океанскую земную кору, является наиболее масштабным. По подсчетам Шиллинга (1973), около 80% вулканических пород на Земле генерируется в срединно-океанских хребтах. О масштабах явления можно судить по тому, что ежегодно создается 3-3.5 км³ океанской земной коры. Тектономагматические процессы в срединно-океанских хребтах формируют океанскую кору из вещества, выплавляющегося из верхней мантии. Магматические породы срединно-океанских хребтов представлены толеитовыми базальтами нормального типа (N-MORB). Для них характерно низкое содержание подвижных (некогерентных или литофильных) элементов с большим ионным радиусом (K, Na и т.п.) и повышенное содержание элементов группы железа. Изотопно-геохимические особенности этих магматических пород указывают на их образование в результате частичного плавления геохимически истощенной (деплетированной) мантии на сравнительно небольших глубинах.

Подводные извержения в срединно-океанских хребтах обычно происходят на больших глубинах (порядка 2.5-3 км), на которых гидростатическое давление превышает критическое давление воды. Поэтому при контакте раскаленной лавы с морской водой взрывы не происходят и базальтовая жидкая лава, окруженная теплоизолирующей прослойкой вод-

ного флюида, может растекаться по дну на большие расстояния. При этом на морском дне образуются нагромождения массивных лавовых потоков, лавовых труб и подушечных лав, т.е. вулканических пород, соответствующих составу слоя 2А. Ниже этого поверхностного слоя магматические породы застывают медленнее, образуя диабазовый «дайковый» комплекс (слой 2В), и, наконец, базальтовая магма нижней части магматического тела в результате медленного остывания и достаточно полной кристаллизации минералов образует габбро (третий океанский слой земной коры).

Трансформные границы литосферных плит чаще всего представлены сложно построенными сдвиговыми зонами, в которых могут образовываться, в том числе, и структуры растяжения с проявлениями магматизма, сходным с магматизмом СОХ.

Островодужный (или *субдукционный*) тип магматизма характерен для конвергентных границ литосферных плит, прежде всего – для зон субдукции. Еще до разработки тектоники литосферных плит в 1960 г. Котсом было предложено два возможных механизма магнообразования для Алеутской островной дуги, принятых позднее для зон субдукции. В первых – плавление гидратированных пород пододвигаемой океанической коры при достижении зоны высоких температур, во-вторых – образование магмы из пород мантийного клина, вследствие снижения температуры их плавления под воздействием водного флюида, мигрирующего вверх из погружающейся плиты. До настоящего времени в тектонике плит не предложено других, принципиально новых механизмов. В обоих механизмах первостепенная роль в процессе магнообразования отводится водному флюиду, выделяющемуся при дегидратации погружающейся литосферной плиты.

Погружающаяся в зону субдукции литосферная плита доставляет в зону магнообразования не только водный флюид, но и породы вулканогенно-осадочного слоя, богатого литофильными элементами (К, Rb, Sr и др.). При подъеме магмы в результате ее взаимодействия с породами нависающей плиты и процессов дифференциации в магматических очагах, ее состав может меняться в широких пределах: от базальтов до реолитов. Тем не менее, геохимические критерии позволяют уверенно отличить породы островодужного (субдукционного) происхождения от других магматических пород. Чаще всего магматические породы островодужного типа относятся к известково-щелочной серии. В большинстве случаев, они соответствуют известково-щелочным андезито-базальтам или андезитам, поэтому зоны островодужного магматизма часто именуют «андезитовой линией».

Островодужные магмы богаты летучими, прежде всего – водным флюидом. Поэтому извержения вулканов в пределах островных дуг и активных континентальных окраин часто носят катастрофический характер, и сопровождаются мощнейшими взрывами с выбросами пирокластического материала на высоту до 40-50 км. Подводные вулканы островных дуг, вершины которых находятся на глубинах менее 2 км, также способны к извержениям взрывного типа. Но особенно опасны в этом отношении вулканы, вершины которых находятся вблизи поверхности океана. В этом случае взрывное извержение может сопровождаться катастрофическими волнами цунами, как это произошло при извержении Кракатыу в 1883г.

Магматизм окраинных морей проявляется в тылу островных дуг, под которые погружается достаточно древняя океанская литосфера. В этом случае конвергентная граница литосферных плит характеризуется геодинамическим режимом островодужного типа, при котором происходит раскрытие бассейнов растяжения в тыловой зоне островодужной системы. Раскрытие бассейнов растяжения сопровождается активизацией тектономагматических процессов с развитием задугового спрединга, подобного спредингу СОХ, т.е. раскрытием структур растяжения, их заполнения магматическим расплавом и формированием земной коры океанского типа.

В отличие от СОХ, магматизм в задуговых бассейнах проявляется в гораздо меньших масштабах, и далеко не всегда развивается до стадии вулканизма. Гораздо чаще образование и развитие задуговых глубоководных котловин сопровождается интрузивным магма-

тизмом: внедрением даек, штоков и других магматических тел в образовавшиеся структуры растяжения. При наличии в задуговом бассейне достаточно мощного осадочного чехла, тектономагматические процессы также приводят к появлению в нем многочисленных структур растяжения – сбросов и микрограбенов, в которых могут формироваться интрузивные тела.

Местоположение магмоподводящих структур в задуговых бассейнах, как правило, непостоянно. Последовательное изменение местоположения этих структур получило название «продвигающийся рифт» или «рассеянный спрединг». Соответственно, картина полосовых магнитных аномалий, возникающих при таком спрединге, далека от идеальной, наблюдаемой над срединно-океанскими хребтами, а идентификация и возрастная привязка таких магнитных аномалий возможна лишь в редких случаях. Магматические породы в зонах задугового спрединга представлены, как правило, базальтами, отличающимися по ряду геохимических характеристик от базальтов СОХ.

Внутриплитный магматизм. Хотя около 90% вулканических пород образуется в зонах дивергенции и конвергенции литосферных плит, значительная их часть формируется на больших удалениях от границ плит. Об этом свидетельствуют многочисленные подводные горы и океанские острова, часто образующие протяженные цепи островов (Гавайские, Лайн, Маршалловы и др., рис.10.13).



Рис.10.13. Линейные вулканические цепи Тихого океана (по Уилсону).

Хотя вулканические острова и подводные вулканические горы есть во всех океанах, особенно много их в Тихом океане. По геологическому возрасту они гораздо моложе подстилающей океанской коры, а их цепи часто параллельны друг другу, причем возраст вулканических гор закономерно возрастает от одного конца горной цепи к другому, а в ряде случаев в начальном звене этой цепи находятся современные действующие вулканы.

Основываясь на геометрических особенностях и биостратиграфических датировках, Дж. Уилсон в 1963 г. предложил механизм, объясняющий указанные выше свойства. Он пред-

положил, что магма для постройки вулканов поступает из относительно неподвижного источника, находящегося в верхней мантии, который он назвал *горячей точкой*. Поскольку источник магмы расположен под литосферной плитой, а плита движется латерально над ним, действующие вулканы со временем удаляются от горячей точки и вулканизм в них затухает (рис.10.14).

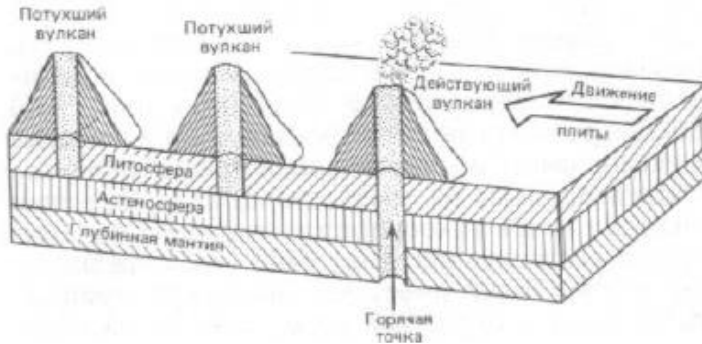


Рис.10.14. Формирование цепи вулканических гор (по Уилсону).

В итоге этого процесса создается цепь потухших вулканов, удаляющихся от горячей точки в направлении движения плиты. Следовательно, в этом же направлении увеличивается их возраст. Многочисленные радиоизотопные определения возраста пород на разных островах Гавайской цепи подтверждают эту точку зрения.

Позднее, в 1972 г. Морган развил модель Уилсона. Он предположил, что резкие развороты цепей подводных вулканических гор, в частности, при переходе от Гавайского хребта к Императорским горам, обусловлены изменением направления движения Тихоокеанской плиты по отношению к подстилающей мантии. Морган также считал, что вулканизм в горячих точках питается магмой из мантийных струй, диаметром несколько сот километров, поднимающихся из глубин нижней мантии.

В океанах и на континентах выявлены десятки горячих точек (рис.10.15). Продолжительность жизни каждой из них варьирует от десятков до 100 млн. лет.

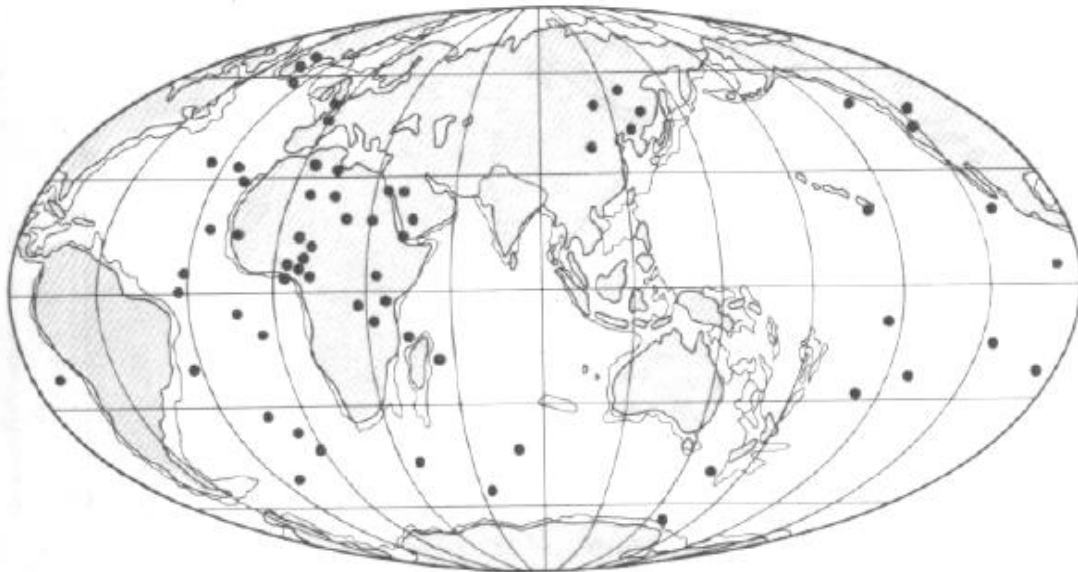


Рис.10.15. Расположение предполагаемых горячих точек, связанных с глубинными мантийными струями (Ле Пшон и др., 1977).

Если горячая точка расположена на активном срединно-океанском хребте, как в случае Исландии, то цепи вулканических островов или гор вытягиваются на обеих сторонах от оси спрединга, двигаясь вместе с раздвигающимися плитами.

Механизм горячей точки объясняет происхождение многих вулканических цепей. К ним относятся острова Гавайские, Маршалловы, Общества, Маркизские, Галапагос в Тихом океане; Исландия, Тристан-да-Кунья и Буве в Атлантическом океане; острова Принс-Эдуард – Марион и Сен-Поль – Амстердам в Индийском океане.

Продуцирование магмы горячими точками, по оценкам Шиллинга, составляет около 10% от наращивания океанской коры в зонах спрединга. Состав магм в горячих точках представлен геохимически обогащенными щелочными базальтами (типа P-MORB), что связывается с подъемом мантийных струй, несущих вещество из неистощенных низов мантии.

Гавайские острова и Императорские подводные горы являют собой классический пример изменения возраста вдоль линейной горной цепи. Гавайская цепь вулканических островов и подводных гор протягивается в северо-западном направлении на 2600 км от острова Гавайи до коралловых атоллов Мидуэй и Куре (рис.10.16). На стыке Гавайских островов и Императорских гор гряда резко поворачивает, простираясь далее почти прямо на север до гайота Мейджи. Радиологические определения возраста, проведенные на вулканах Гавайско-Императорской цепи, показывают последовательное увеличение возраста от Гавайских островов с действующими вулканами (Килауэа, Мауна-Лоа и др.) до гайота Мейджи, возрастом 70 млн. лет.

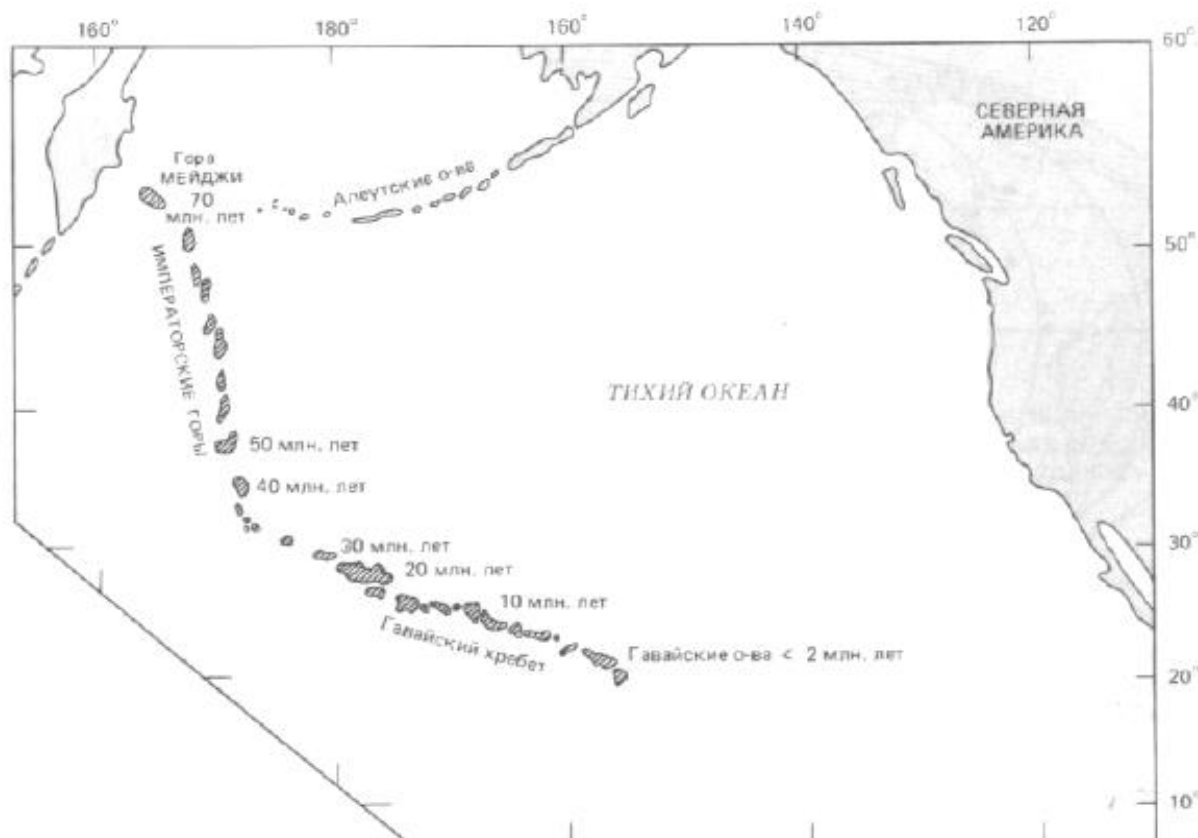


Рис.10.16. Возраст островов и подводных гор в Гавайско-Императорской вулканической цепи (Claque et al., 1975).

Современное направление движения Тихоокеанской плиты от Восточно-Тихоокеанского поднятия к Японскому и Курило-Камчатскому желобам практически параллельно простираю Гавайской цепи вулканических островов и подводных гор, что подтверждает концепцию горячей точки Уилсона.

Из гипотезы горячей точки следует важный вывод о том, что резкий поворот простирания Императорских гор по отношению к Гавайской гряде обусловлен внезапным изменением направления движения Тихоокеанской плиты над Гавайской горячей точкой. Это изменение произошло около 40-50 млн. лет назад (в эоцене). Одновременно с изменением направления движения изменилась и скорость движения Тихоокеанской плиты. Если для Гавайской цепи средняя скорость миграции вулканизма составляет около 10 см/год, то для Императорских гор она всего около 6 см/год. Подобные изломы в простирании прослеживаются и у других вулканических хребтов Тихого океана (Маршалловых о-вов, о-вов Туамоту и др.). Предполагается, что такая перестройка в направлении движения Тихоокеанской литосферной плиты была обусловлена коллизионным взаимодействием Индо-Австралийской плиты с Азиатским континентом в раннем кайнозое.