

УДК 551.24.01

ЗАПАДНО-ТИХООКЕАНСКИЙ РИФТОВЫЙ ПОЯС

Е. Е. Милановский, А. М. Никишин

Мировая рифтовая система, как известно, состоит из нескольких связанных друг с другом внутриокеанических рифтовых хребтов (поясов) и ряда межконтинентальных и внутриконтинентальных рифтовых зон, играющих роль их слепых окончаний или боковых ответвлений. В размещении основных элементов мировой рифтовой системы отчетливо проявляются некоторые глобальные геометрические закономерности, выраженные в их упорядоченном расположении относительно фигуры вращения Земли, в частности, относительно Южного полюса, меридианов и экватора, а также друг относительно друга.

Действительно, в южных частях Тихого, Атлантического и Индийского океанов рифтовые пояса почти непрерывным кольцом окружают Антарктический континент, в центре которого находится Южный полюс (рис. 1). От этого кольца ответвляются, уходя далеко в северные части всех трех океанов и постепенно вырождаясь, Восточно-Тихоокеанский, Срединно-Атлантический и Индо-Аравийский рифтовые пояса (хребты). В своих южных частях, где они отличаются наибольшей шириной, зрелостью и масштабом спрединга, эти пояса имеют субмеридиональное простираание. В средних — в приэкваториальной зоне — все они резко отклоняются к западу или северо-западу (нередко посредством серии трансформных разломов), а затем в своих северных частях, относительно смещенных на 30—40° к западу по сравнению с южными, вновь приобретают близмеридиональное или северо-северо-восточное простираание и постепенно суживаются, деградируют, замещаясь к северу межконтинентальными и внутриконтинентальными рифтовыми зонами, и, наконец, затухают. При этом дальше других продолжается к северу Срединно-Атлантический рифтовый пояс, проникающий в пределы Арктического океана. Восточно-Тихоокеанский пояс и связанные с его северной частью внутриконтинентальные рифты и зоны разломов на западе Северной Америки доходят до 50—60° с. ш., а межконтинентальные и внутриконтинентальные рифтовые зоны Афро-Аравийской рифтовой системы доходят, по крайней мере, до 36—37° с. ш.

Примечательно, что Восточно-Тихоокеанский рифтовый пояс отстоит от Срединно-Атлантического, а последний, в свою очередь, от Индо-Аравийского приблизительно на одно и то же угловое расстояние по долготе — около 90°, которое выдерживается с точностью до 5—10° как в южных, так и в относительно «смещенных» к западу северных сегментах этих поясов. Угловое расстояние между Индо-Аравийским и Восточно-Тихоокеанским рифтовыми поясами вдвое больше — около 180°. Посередине расстояния между этими рифтовыми поясами, согласно общепринятым представлениям, располагается западная часть грандиозного Циркумтихоокеанского подвижного (геосинклинального) пояса, которую мы в дальнейшем будем называть Западно-Тихоокеанским подвижным (геосинклинальным) поясом. По своей конфигурации этот пояс весьма напоминает три главных рифтовых пояса Земли. Его южная часть — от о-вов Макуори и Новой Зеландии на юге до о-вов Тонга и Фиджи на севере — имеет общее субмеридиональное простираание, затем в приэкваториальной зоне пояс очень резко (до 40°) отклоняется к запад-северо-западу, после чего до 60—65° с. ш. (т. е. до

Камчатки и Корякского нагорья) вновь простирается в субмеридиональном и северо-восточном направлениях.

Западно-Тихоокеанский подвижный пояс обладает также сходными с главными рифтовыми поясами Земли аномальными особенностями верхней мантии. По данным сейсмотомографии [1], на глубинах

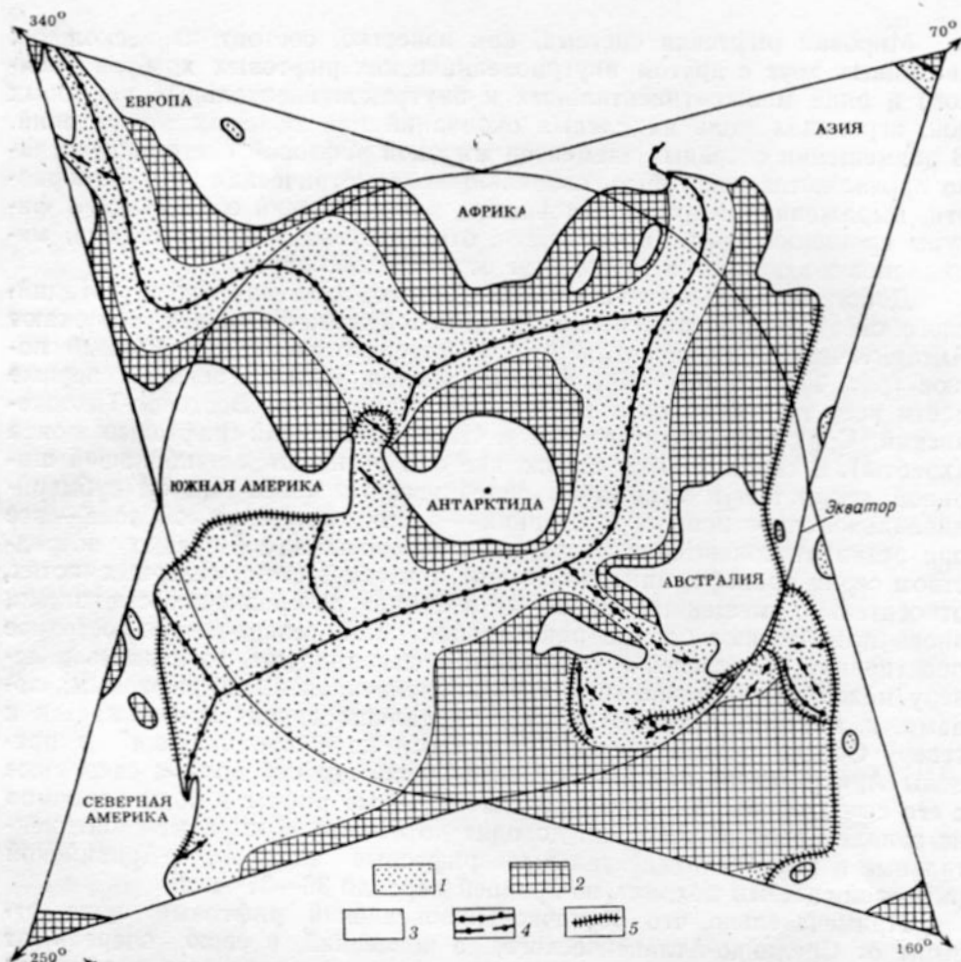


Рис. 1. Мировая система океанических бассейнов: 1—3 — области с: 1 — кайнозойской океанической корой, 2 — мезозойской океанической корой, 3 — преимущественно континентальной корой; 4 — активные и некоторые отмершие кайнозойские оси спрединга океанической коры; 5 — зоны конвергенции (показаны не все)

около 150 км как большинству главных звеньев мировой системы внутриокеанических рифтовых хребтов, так и Западно-Тихоокеанскому подвижному поясу соответствуют зоны пониженных скоростей сейсмических волн и вероятного разуплотнения мантийного вещества (рис. 2). На глубинах 350 км и более характер распределения плотностных аномалий в верхней мантии существенно меняется.

На первый взгляд кажется парадоксальным, что роль «недостающего» четвертого ствола в глобальной системе субмеридиональных внутриокеанических рифтовых поясов принимает на себя Западно-Тихо-

океанский подвижный пояс. В действительности этот факт получает естественное объяснение. «Рифтовый пояс» — понятие структурно-морфологическое, а также геодинамическое, подразумевающее полосовидную систему взаимосвязанных своеобразных структур планетарного масштаба, формировавшуюся в течение определенной эпохи или стадии истории Земли в обстановке горизонтального растяжения коры (риф-

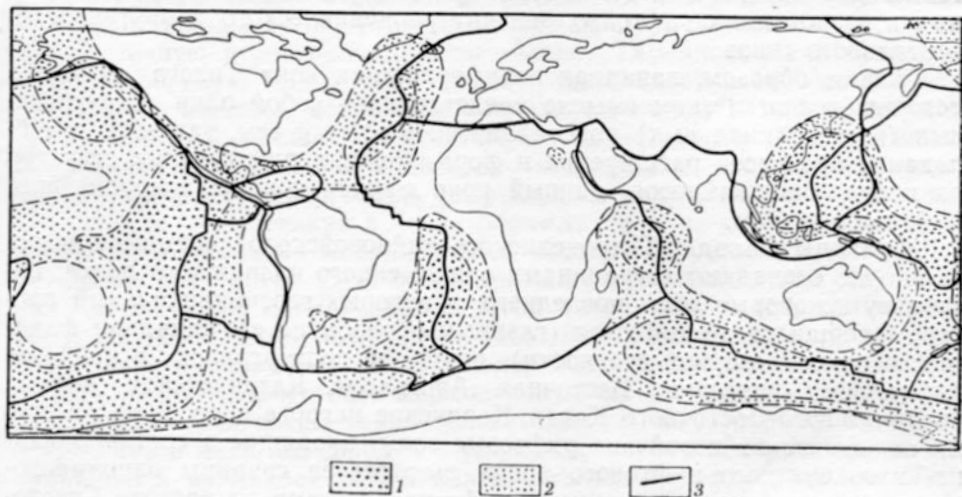


Рис. 2. Схема расположения областей разуплотнения в верхней мантии на глубине около 150 км по данным сейсмотомографии [1]: 1—2 — области: 1 — относительно большего разуплотнения (с относительно наименьшей скоростью сдвиговых волн), 2 — несколько меньшего разуплотнения; 3 — границы плит

тинга), могущего доходить до полного разобщения и расхождения крупных ее блоков (спрединга). По смыслу понятия «рифтовые пояса» и «рифтовые зоны», из которых эти пояса состоят, противоположны понятиям, не имеющим для своего обозначения общепринятых терминов, но которые можно условно обозначить как «коллизонные пояса и зоны» (или пояса и зоны сжатия и сокращения коры).

Понятие «подвижный (геосинклиальный) пояс», напротив, историко-геологическое, предполагающее полосовидную область также глобального масштаба, которая на протяжении огромного интервала геологического времени (от рифея до середины или даже до конца фанерозоя) обладала очень высокой тектонической подвижностью и термальной активностью и была ареной весьма сложного и длительного геосинклиального процесса. Для этого процесса характерны, в частности, сочетания в пространстве и, что очень важно, чередование во времени преобладания проявлений горизонтального растяжения (рифтинга и спрединга) и сжатия (коллизии, обдукции, субдукции, общего смятия или скучивания коры и др.) как всего геосинклиального пояса в целом, так и отдельных входящих в него зон. Проявления горизонтального растяжения коры, в том числе рифтинга и спрединга, преобладают на ранних стадиях «циклов» развития подвижных поясов. Поскольку последний — кайнозойский геосинклиальный «цикл» развития Западно-Тихоокеанского подвижного пояса начался в конце мезозоя и в масштабе всего пояса еще далек от своего завершения, постольку в принципе вполне можно допустить, что в его пределах в конце мезозоя и кайнозой могли широко проявляться и даже преобладать процессы

горизонтального растяжения коры и общего расширения его площади в формах рифтинга и спрединга. Анализ строения западной периферии Тихого океана показывает, что она действительно с полным правом может рассматриваться в качестве области широкого развития позднемезозойского (позднемелового) и кайнозойского рифтогенеза. Эта область, которую мы назовем крупнейшим Западно-Тихоокеанским рифтовым поясом, в основном состоит из многочисленных разновозрастных и разнотипных рифтовых зон внутриокеанического и внутриконтинентального типов.

Таким образом, западная периферическая зона Тихого океана в историко-геологическом смысле представляет собой один из подвижных (геосинклинальных) поясов Земли. Вместе с тем, как зона преобладания процессов расширения и формирования рифтогенных структур на протяжении кайнозоя, данный пояс должен считаться крупнейшим рифтовым поясом.

Границы Западно-Тихоокеанского кайнозойского рифтового пояса не вполне совпадают с границами одноименного подвижного пояса, поскольку некоторые зоны последнего, в которых геосинклинальный процесс завершился до кайнозоя (главным образом на его западном фланге и в самой северной его части), почти не подвергались в кайнозое рифтогенезу, например, Восточная Австралия, Катазиатская зона в пределах Юго-Восточного Китая, Корякское нагорье и пр. В то же время отдельные кайнозойские рифтовые зоны, входящие в состав Западно-Тихоокеанского рифтового пояса, выходят за границы одноименного подвижного пояса (например, рифтовая система на востоке Северо-Китайской платформы). В целом, однако, их контуры весьма близки, но в конфигурации и внутренней структуре Западно-Тихоокеанского рифтового пояса в значительно большей мере, чем в одноименном подвижном поясе, проявляется та тенденция к сужению, вырождению и затуханию в северной его части, которая свойственна Восточно-Тихоокеанскому, Атлантическому и Индо-Аравийскому субмеридиональным «стволам» мировой рифтовой системы.

В строении Западно-Тихоокеанского рифтового пояса можно выделить три основных сегмента (рис. 3): южный (Тасмано-Меланезийский), средний (Южно-Китайско-Филиппинский) и северный (Северо-Китайско-Камчатский).

Тасмано-Меланезийский сегмент характеризуется отчетливой продольной зональностью [8]. На западе, в пределах Тасманова и Кораллового морей, выделяется одноименный глубоководный бассейн с океанической корой. Судя по наличию симметричной системы идентифицированных линейных геомагнитных аномалий сеноманско-палеоценового возраста, данный бассейн является ответвлением Австрало-Антарктического срединно-океанического рифтового пояса. Бассейн имеет пассивные окраины и является типичным примером малого бассейна атлантического типа, сформировавшегося за счет раздвижения коры палеозойского складчатого Тасманского пояса. На западе Тасманово-Коралловый бассейн ограничен Австралийским континентальным блоком, в восточную часть которого с востока проникает несколько континентальных рифтов, на востоке — микроконтинентом Лорд-Хау-Норфолк, состоящим из двух крупных поднятий, разделенных линейной Новокаледонской котловиной. Последняя, вероятно, представляет собой рифт с сильно растянутой и утоненной континентальной (?) корой, начавшей формироваться в эоцене.

К северо-востоку от этого микроконтинента располагается Южно-Фиджийский глубоководный бассейн с океанической корой. Судя по

рисунку магнитных аномалий, ложе этой котловины возникло в результате спрединга, происходившего в олигоцене. Для нее характерно тройное сочленение разновозрастных осей спрединга с наиболее протяженной северо-северо-восточной ветвью. На севере Южно-Фиджийская котловина ограничена более молодым, чем ее ложе, глубоководным желобом и выпуклой к юго-западу Новогейбридской островной дугой. Сейсмофокальная зона этой дуги наклонена на северо-восток. Характер сочленения Южно-Фиджийской котловины с ограничивающей ее с востока островной дугой Лау—Колвилл недостаточно ясен.

Восточную и северо-восточную части Тасманово-Меланезийского сегмента образует круто изогнутая в средней своей части система глубоководных желобов, островных магматических дуг и межгорных котловин, прослеживающаяся от Новой Зеландии до Новой Гвинеи. В пределах этой системы в миоцене—антропогене сопряженно происходили процессы дивергенции (рифтинга и спрединга) в междугубых впадинах и конвергенции в зонах обрамляющих ее глубоководных желобов. Юго-восточная половина этой системы выражена почти параллельными друг другу ныне пассивной магматической дугой Лау—Колвилл и активной магматической дугой Тонга—Кермадек, разделенными междугубой котловиной Лау—Гавр. Эта котловина является зоной современного спрединга, предположительно расщепившего первоначально единую Прототонга-Кермадекскую магматическую дугу, и характеризуется высоким тепловым потоком. К югу ширина котловины Лау—Гавр и масштаб спрединга уменьшаются, и она переходит по простиранию в вулканоактивный континентальный рифт Туапо на севере Новой Зеландии. С востока дугу Тонга—Кермадек обрамляет глубоководный желоб с круто наклоненной к западу сейсмофокальной зоной.

Северо-западную половину Меланезийской системы образуют две гирлянды вулканических островных дуг и подводных гряд, сближенные в ее средней части и далеко расходящиеся на востоке и на западе, где между ними располагаются обширные глубоководные котловины — Северо-Фиджийская и моря Бисмарка. Эти котловины являются областями позднемiocен-антропогенного спрединга океанической коры и характеризуются высоким тепловым потоком. С внешних сторон гирлянды островных дуг обрамляются параллельными им глубоководными желобами. С южной цепью глубоководных желобов, выпуклых к югу (Новогейбридским, Соломоновым, Новобританским), связаны современные сейсмофокальные зоны, падающие к северу. Северная цепь глубоководных желобов (Западно-Меланезийский, Витязя и др.) не сопряжена с современными зонами Беньофа; допускается, однако, что активные сейсмофокальные зоны, наклоненные к югу, существовали здесь в неогене.

Южно-Китайско-Филиппинский сегмент охватывает ложе Филиппинского моря, большей части морей Южно-Китайского, Сула, Сулавеси. По-видимому, в него входит также ложе Западно- и Восточно-Каролинской котловины. В этом случае восточная граница сегмента проходит через подводное плато Капингамаранги, Каролинский подводный хребет и далее к северу вдоль Марианского и Идзу-Бонинского желобов. Альпийские складчатые сооружения Филиппинского архипелага, Тайваня и островная дуга Рюкю разделяют данный сегмент на две неравные части — западную и восточную. В восточной части сегмента более 95% площади занимает область с кайнозойской океанической корой. В западной части имеются области как с океанической, так и с нормальной и сильно растянутой континентальной корой. Здесь есть три области проявления кайнозойского спрединга в



пределах глубоководных впадин морей Сулавеси, Сула (?) и восточной части Южно-Китайского, разделенные небольшими континентальными перемычками северо-восточного простираения. Линейные магнитные аномалии и древние оси спрединга северо-восточного простираения имеются в глубоководных котловинах морей Южно-Китайского и Сулавеси. В Южно-Китайской котловине они соответствуют позднему палеоцену—эоцену [11]. В северной части этой котловины отмечается более молодая субширотная зона спрединга позднемиоценового—раннемиоценового возраста. На северо-востоке Южно-Китайская котловина обрамляется субмеридиональным Манильским желобом с зоной Беньофа, наклоненной к востоку. В северо-западной части Южно-Китайского моря в пределах широкого шельфа выявлена система кайнозойских континентальных рифтов северо-восточного простираения, наложенных на палеозойскую складчатую Катазиатскую область. Эта континентальная рифтовая система опирается на юго-западе в зону разлома Красной реки правосдвигового типа.

В северо-западной части Южно-Китайско-Филиппинского сегмента, в юго-восточной части Восточно-Китайского моря, западнее желоба Рюкю и одноименной магматической дуги, параллельно последней простирается узкий трог Окинава. Он является активно развивающимся континентальным рифтом с очень сильно растянутой и утоненной континентальной корой и высоким тепловым потоком.

На западе восточной части Южно-Китайско-Филиппинского сегмента выделяется широкая глубоководная Западно-Филиппинская котловина [4]. За исключением небольшого участка на севере, эта котловина обладает типично океанической корой и характеризуется наличием симметричной системы отчетливых идентифицированных магнитных аномалий северо-западного простираения, свидетельствующей о ее происхождении в результате спрединга в СВ—ЮЗ направлениях, происходившего в течение эоцена. По оси котловины прослеживается отмерший океанический рифт. Почти со всех сторон котловина ограничена более молодыми наложенными структурами: цепью желобов (Филиппинский, Рюкю) на западе и отмершей олигоценовой магматической дугой Палау-Кюсю на востоке.

К востоку от гряды Палау-Кюсю простирается в субмеридиональном направлении Западно-Марианская котловина (ее южная часть — бассейн Пересе-Вела, северная — бассейн Сикоку). На востоке ее ограничивает Западно-Марианская остаточная миоценовая (?) магматическая дуга. Ложе Западно-Марианской котловины образовалось в процессе позднеолигоценового—раннемиоценового спрединга, о котором

Рис. 3. Схема тектонического районирования Западно-Тихоокеанского рифтового пояса и смежных областей: 1 — внутриокеанические рифтовые пояса с активными осевыми зонами; 2 — отмершие зоны автономного спрединга с океанической корой и их возраст; 3 — зоны задугового и междуугового спрединга с океанической корой; 4 — зоны задугового рассеянного спрединга с корой субокеанического типа; 5 — зоны задугового рифтинга с сильно утоненной континентальной корой; 6 — кайнозойские континентальные рифтовые зоны; 7 — шельвые грабены на коре океанического типа; 8 — трансформные разломы и сдвиги; 9 — островные активные магматические дуги; 10 — островные отмершие магматические дуги; 11 — кайнозойские складчатые зоны; 12 — активно развивающиеся глубоководные желоба, сопряженные с сейсмофокальными зонами, и направление падения последних; 13 — желоба, утратившие свою активность; 14 — древние платформы; 15 — палеозойские и мезозойские складчатые области и зоны в пределах подвижных поясов; 16 — крупнейшие срединные массивы в них; 17 — некоторые мезозойские вулканические пояса; 18 — микроконтиненты — обломки древних платформ; 19 — то же — обломки фанерозойских складчатых зон; 20 — ложе океанов и отшнурованных от них окраинных морей с корой океанического типа, возникшие или обновленные в мезозое

свидетельствуют система субмеридиональных линейных магнитных аномалий и осевой отмерший океанический рифт Пересе-Вела.

Между Западно-Марианской остаточной магматической дугой на западе и активной Марианской магматической дугой на востоке с ее северным продолжением в виде Идзу-Бонинской активной дуги протягивается относительно узкая Марианская котловина и продолжающаяся ее к северу еще более узкая и постепенно выклинивающаяся Бонинская. На ее северном конце находится грабен Фосса Магна, пересекающий о. Хонсю. Марианская котловина обладает корой океанического типа. Вдоль ее оси прослеживается активная зона асимметричного спрединга. Предполагается, что начавшийся в неогене рифтинг, сменившийся затем спредингом, расщепил первоначально единую Прото-марианско-Бонинскую магматическую дугу на отмершую западную и активную в плиоцен-антропогене восточную. По простиранию к югу вначале Марианская дуга сближается и смыкается с Западно-Марианской, а затем подставляющая их на юге гряда Яп сливается с грядой Палау-Кюсю. От ложа Тихого океана Мариано-Идзу-Бонинская гирлянда магматических дуг отделена глубоководными желобами, с которыми сопряжены активные сейсмофокальные зоны, наклоненные к западу.

Своеобразным элементом Южно-Китайско-Филиппинского сегмента являются Западно- и Восточно-Каролинская котловины. Согласно современным данным, в ложе этих котловин прослеживаются системы субширотных линейных магнитных аномалий и отмершие оси спрединга. Магнитные аномалии свидетельствуют об олигоценовом (?) возрасте океанической коры Каролинских котловин [12]. На севере и востоке Каролинский бассейн граничит с более древней областью Тихого океана. Магматические дуги или сейсмофокальные зоны Беньофа вдоль этой границы не выявлены. На западе бассейн оконтуривается системой глубоководных желобов с сопряженными зонами Беньофа.

Северо-Китайско-Камчатский сегмент отличается от двух более южных сегментов большей узостью (особенно в северной его части), более поздним (в среднем) заложением рифтовых структур и их меньшей зрелостью (преобладают рифтовые зоны на утоненной и растянутой континентальной коре).

В крайней, юго-западной части сегмента располагается Северо-Китайская континентальная рифтовая система эоцен-олигоценового возраста, наложенная на обширный участок древней Китайско-Корейской платформы, подвергшейся горизонтальному растяжению общей амплитудой около 100 км. Эта рифтовая система состоит из многочисленных глубоких грабенов, горстов и односторонне наклоненных блоков северо-северо-восточного простирания, расположенных как на континенте, так и в пределах дна Желтого моря и залива Бохай [10]. На рубеже палеогена и неогена развитие Северо-Китайской рифтовой системы прекратилось и на ее месте стала формироваться синеклиза.

Следующей к северо-востоку крупной рифтогенной структурой является впадина Японского моря, формировавшаяся в тылу Японской активной магматической дуги. Впадина Японского моря имеет сложную структуру и образована за счет раздробления, сильного рассредоточенного растяжения и утонения континентальной коры и затем спрединга океанической коры в некоторых новообразованных узких зонах. Впадина формировалась в позднем олигоцене—раннем миоцене. Восточнее Японской дуги располагается желоб, с которым связана наклоненная на запад сейсмофокальная зона.

Складчатые сооружения о-вов Хоккайдо и Сахалин отделяют от

Япономорской впадины котловину Охотского моря, в пределах которой имеется ряд разнотипных рифтовых структур. В западной и северной частях моря выявлены континентальные рифтовые структуры (впадина Дерюгина и др.), а в юго-восточной — глубоководная Южно-Охотская (Курильская) котловина. Она располагается в тылу Курильской магматической дуги, сопряженной с одноименным желобом и падающей на северо-запад зоной Беньофа. Южно-Охотская котловина формировалась в конце олигоцена (?) — неогене, по-видимому, в процессе сильного растяжения и утонения континентальной коры, возможно, переросшего в рассеянный спрединг в ее центральной части. На северо-востоке Южно-Охотская котловина резко сужается и переходит по простиранию в континентальный рифт, который прослеживается на Камчатке в виде плиоцен-четвертичного Центральнокамчатского грабена с активным вулканизмом (Ключевская группа вулканов). Этот грабен располагается в тылу Камчатской магматической дуги, сопряженной с желобом Беньофа. По мнению некоторых исследователей, Командорская котловина в западной части Берингова моря представляет собой долготную зону спрединга, происходившего в олигоцене [3].

Суммируя изложенные выше данные, в пределах Западно-Тихоокеанского пояса можно выделить намеченные Хэйсом [9] два генетически различающихся класса глубоководных впадин: 1) задуговые бассейны, формировавшиеся в генетической связи с магматическими дугами, желобами и зонами Беньофа; 2) бассейны автономного спрединга океанической коры типа малых бассейнов атлантического типа, формировавшиеся вне связи с магматическими дугами и зонами Беньофа. В свою очередь, среди задуговых бассейнов отчетливо различаются два типа: первые образуются за счет растяжения и раздвижения континентальной коры (котловины Япономорская, Южно-Охотская, Окинава), вторые — за счет расщепления энсиматических магматических дуг (котловины Марианская, Западно-Марианская (Пересе—Вела и Сякоку), Лау—Гавр). Среди бассейнов автономного спрединга также можно выделить два типа. К одному из них относятся Гасманово-Коралловый бассейн и глубоководная котловина Южно-Китайского моря, сформировавшаяся на месте палеозойских складчатых областей за счет раскола и раздвижения блоков континентальной коры [11]. К другому типу принадлежат Западно-Филиппинский и Каролинский бассейны, которые, скорее всего, заложились на более древней коре океанического типа и, вероятно, являются фрагментами первоначально более обширных бассейнов. Нет признаков того, чтобы эти бассейны были сопряжены с примерно одновозрастными магматическими дугами.

Для объяснения природы отдельных структур и их комбинаций в пределах Западно-Тихоокеанского пояса можно привлечь три группы моделей (модели тектоники плит, модели мантийного диапиризма, модели, совмещающие тектонику плит и мантийный диапиризм).

Согласно классической модели тектоники плит Западно-Тихоокеанский пояс является глобальным поясом конвергенции и субдукции океанической литосферы Тихоокеанской плиты. Формирование поздней-кайнозойских задуговых бассейнов при этом объясняется вынужденной конвекцией в верхней мантии над погружающейся плитой [5]. В отношении позднемиоценовых и палеогеновых бассейнов автономного спрединга, не укладывающихся в эту схему, приходится допустить, что они формировались в периоды дивергенции плит в пределах отдельных частей пояса. Данная модель не учитывает того, что, как отмечалось, верхняя мантия под Западно-Тихоокеанским поясом на глубинах около 150 км сходна с верхней мантией под активными внутритрокеаническими

рифтовыми хребтами, что дает основание предполагать их сходную или, во всяком случае, близкую природу.

Согласно модели мантийного диапиризма в переходных зонах тихоокеанского типа, предложенной В. В. Белоусовым [2], ряд положений которой разделяет первый из авторов (Е. Е. Милановский), под Западно-Тихоокеанским поясом располагается аномально горячая верхняя мантия, образующая удлиненные в плане и асимметричные в поперечном сечении выступы. Ее неравномерное воздымание и горизонтальное расширение в пределах диапиров приводят к формированию континентальных рифтов и спрединговых бассейнов с океанической корой. В условиях асимметричного расширения верхних частей диапиров в краевых зонах Западно-Тихоокеанского пояса на границах с более холодной верхней мантией смежных областей Тихого океана и некоторых участков внутри этого пояса возникают системы структур типа задуговой бассейн — магматическая дуга — желоб. Различная крутизна изгиба желобов, по-видимому, может отражать особенности морфологии асимметричных диапиров и направлений расширения в них. Неравномерное расширение верхней части этой системы от задуговой оси (или осей) спрединга — главным образом в сторону, куда обращена выпуклость островной дуги, — вызывает обдукцию последней на сопряженную с ней более холодную область океанической литосферы и приводит к формированию желоба и наклонной сейсмофокальной зоны. Процессы развития мантийных диапиров в Западно-Тихоокеанском поясе во многом близки к происходившим в кайнозое в Средиземноморском поясе [6], где они также контролировали формирование ряда рифтовых зон и зачаточный рассеянный спрединг в некоторых из них (например, в Тирренской впадине). Однако в отличие от квазисимметричного Средиземноморского пояса, ограниченного с обеих сторон континентальными литосферными блоками, в окраинно-континентальном (перикокеаническом) Западно-Тихоокеанском поясе эти процессы протекают в обстановке резкой структурно-вещественной асимметрии, обуславливающей одностороннее расширение верхних частей мантийных диапиров в сторону относительно холодных блоков с океанической корой и их обдукцию на них.

Согласно синтетической модели, которой придерживается второй из авторов (А. М. Никишин), под Западно-Тихоокеанским поясом располагается аномально горячая верхняя мантия, растекание которой способно обуславливать автономный спрединг океанической коры. Вместе с тем, в соответствии с современными представлениями о глобальной кинематике литосферных плит принимается, что Тихоокеанская плита с мощной мезозойской литосферой быстро перемещается к западу-северо-западу в направлении Западно-Тихоокеанского пояса. Над краевой частью аномально разуплотненной верхней мантии Западно-Тихоокеанского пояса литосфера Тихоокеанской плиты теряет свою плавучесть и начинает погружаться в разуплотненную мантию по модели субдукции. Субдукция обуславливает активную вынужденную конвекцию в уже аномально горячей мантии, способствует ее дополнительному разогреву и задуговому спредингу. Сочетание автономного спрединга и субдукции является во времени неустойчивым, поэтому мы наблюдаем сложную современную структуру Западно-Тихоокеанского пояса.

Подводя итоги, можно отметить, что с историко-геологических позиций Западно-Тихоокеанский пояс является подвижным (геосинклинальным) поясом. Вместе с тем, в геодинамическом аспекте в течение кайнозоя Западно-Тихоокеанский пояс был областью глобального мас-

штаба, в которой в целом синхронно протекали процессы дивергенции (рифтинг континентальной коры и спрединг, т. е. магматическая аккреция океанической коры) и конвергенции (коллизии в формах субдукции и (или) обдукции и пр.). Первые процессы преобладали, в связи с чем на большей части пояса в конце мела и кайнозойе сформировалась новая океаническая кора, занимающая огромную площадь. В пределах этого пояса выделяется множество осей океанического спрединга и континентальных рифтов. Верхняя мантия под поясом на глубинах порядка 150 км аномально разуплотнена. Эти данные позволяют сделать вывод, что Западно-Тихоокеанский пояс является кайнозойским рифтовым поясом планетарного масштаба, который пространственно совмещен с длительно развивающимся геосинклинальным (подвижным) поясом (или наложен на него). По характеру аномалий в верхней мантии, наличию зон кайнозойского спрединга, суммарному масштабу последнего и кайнозойскому возрасту коры в пределах этого рифтового пояса он сходен со срединно-океаническими рифтовыми зонами, но отличается от них наличием сопряженных зон дивергенции и конвергенции.

Для Земли, а также для Луны и Марса, характерны приуроченность новообразованных структур, формировавшихся в течение единого мегацикла эволюции планеты, к одному из ее полушарий (Северному, Южному, Западному или Восточному), а также глобальная симметрия в их расположении относительно центра этого полушария [7] (рис. 4).

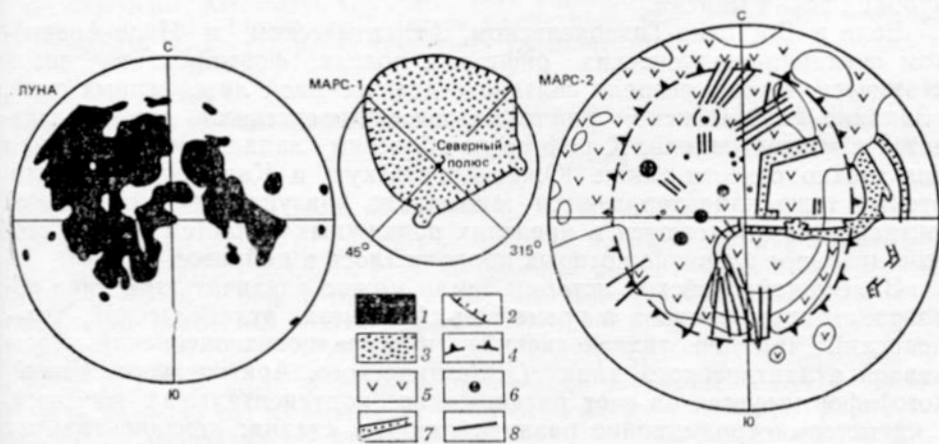


Рис. 4. Схема расположения главных новообразованных структур, сформировавшихся в течение единых мегациклов эволюции Луны и Марса, по [7] с дополнениями. Показаны только «активные» полушария, на противоположных полушариях эндогенная активность проявлялась существенно меньше. Луна — морской мегацикл эндогенной эволюции (3,9—2,5 млрд лет назад): 1 — области базальтового вулканизма на видимом полушарии; Марс-1 — океанический мегацикл эндогенной эволюции (ориентировочно 4—3,5 млрд лет назад), показано северное полушарие: 2 — тектонический уступ типа пологого континентального склона, 3 — область мощного ареального вулканизма в пределах формировавшейся северной планетарной депрессии; Марс-2 — мегаэтап формирования поднятия Фарсида (около 3,5—0,5 млрд лет назад), показано западное (фарсидское) полушарие: 4 — контуры купольного поднятия Фарсида с амплитудой воздымания в центре до 8—10 км, 5 — области ареального вулканизма, 6 — вулканы, 7 — рифты, 8 — некоторые грабены поясов узких сближенных грабенов

Для Луны и Марса эти закономерности, по-видимому, объясняются тем, что под литосферой активного полушария существовало восходящее течение мантийного вещества, радиально растекавшегося под литосферой [7]. Можно предположить, что отмеченная в начале этой статьи симметрия в расположении главных осей позднемезозойского и кайнозойского спрединга океанической коры относительно центра Южного полушария Земли также могла быть обусловлена радиальным растеканием мантийного вещества под южной полярной областью Земли, поверхность которой испытывала в позднем мезозое и кайнозое значительное горизонтальное расширение. Детали этого процесса еще не ясны, особенно, если учесть, что в настоящее время имеются различные, подчас взаимоисключающие модели конвекции в мантии Земли. По-видимому, в ходе этого процесса перетекание мантийного горячего вещества проходило таким образом, что оно сосредоточивалось в основном в пределах концентрического Циркумантарктического пояса и отходящих от него к северу четырех субмеридиональных глобальных рифтовых поясов — Восточно-Тихоокеанского, Индо-Аравийского, Срединно-Атлантического и Западно-Тихоокеанского. Коленчатый изгиб и «трансляция» на $30-40^\circ$ к западу северных частей всех четырех рифтовых поясов относительно их южных частей, возможно, также связаны с глобальными особенностями течений (перемещений) мантийного вещества в Южном и Северном полушариях Земли). Тот факт, что эти перемещения не вызвали никаких деформаций в пределах Африканского континента, мощность литосферы которого, вероятно, достигает $300-400$ км, дает основание предполагать, что они происходят в более глубоких зонах мантии.

Если в Восточно-Тихоокеанском, Атлантическом и Индо-Аравийском срединно-океанических рифтовых поясах формирование новой океанической коры всецело связано с дивергенцией литосферных плит, в Западно-Тихоокеанском рифтовом поясе дивергенция сложно сочетается с конвергенцией. К рифтовым областям западнотихоокеанского типа можно отнести также Южно-Антильскую и Карибскую области, которые тоже характеризуются аномально разуплотненной верхней мантией и располагаются в пределах подвижных областей Земли, геосинклинальное развитие которых продолжалось в кайнозое.

В мезо-кайнозойской истории Земли можно различать три типа образования коры океанов в процессе рифтогенеза: атлантический, тихоокеанский (восточнотихоокеанский) и западнотихоокеанский. Ложе океанов атлантического типа (Атлантического, Арктического, Индийского) формируется за счет раздвижения континентальных массивов. В их истории традиционно различаются три стадии: континентальных рифтов (формируется пояс континентальных рифтов, в поперечном сечении представленный либо одним, либо многочисленными субпараллельными рифтами); красноморская (либо обособляется одна осевая зона спрединга океанической коры, либо проявляется рассеянный спрединг с магматической аккрецией океанической коры одновременно в нескольких зонах); Атлантического океана (за счет раздвижения литосферных плит формируется широкая океаническая впадина).

К тихоокеанскому типу относится собственно впадина Тихого океана. По-видимому, все исследователи едины в том, что на месте Тихоокеанской впадины в доюрское время существовала более древняя океаническая впадина. Следовательно, зоны спрединга современного Тихого океана заложены на более древней океанической коре. Это главное отличие впадин тихоокеанского типа от впадин атлантического типа.

Океанообразованию западных тихоокеанского типа характеризируется сложным сочетанием в пространстве и во времени разнообразных процессов дивергенции и конвергенции; процессы дивергенции выражаются как в развитии бассейнов автономного спрединга океанической коры, зарождающихся на месте областей либо с более ранней континентальной, либо с океанической корой, так и в формировании задуговых бассейнов, развивающихся в генетической связи с магматическими дугами, желобами и зонами Беньофа.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андерсон Д. Л., Дзевонский А. М. Сейсмическая томография//В мире науки. 1984. № 12. С. 16—25.
2. Белоусов В. В. Переходные зоны между континентами и океанами. М., 1982. 152 с.
3. Богданов Н. А., Непрочнов Ю. П. Геология глубоководных впадин Берингова моря//27-й МГК. Симпозиум 06.2.3. История и происхождение окраинных и внутренних морей. Докл. Т. 6, ч. II. М., 1984. С. 4—11.
4. Геология дна Филиппинского моря. М., 1981. 216 с.
5. Кариг Д. Происхождение и развитие окраинных бассейнов западной части Тихого океана//Новая глобальная тектоника (тектоника плит). М., 1974. С. 266—287.
6. Милановский Е. Е. Рифтогенез в истории Земли. Рифтогенез в подвижных поясах. М., 1987. 298 с.
7. Милановский Е. Е., Никишин А. М. Характер мегациклов эволюции Земли, Марса и Луны//ДАН СССР. 1985. Т. 280, № 5. С. 1204—1209.
8. Хапн В. Е. Региональная геотектоника. Океаны. Синтез. М., 1985. 292 с.
9. Хэйс Д. Окраинные моря Юго-Вост. Азии: их геофизические характеристики и структура//27-й МГК. Симпозиум 06.2.3. История и происхождение окраинных и внутренних морей. Докл. Т. 6, ч. II. М., 1984. С. 30—44.
10. Ye Hong, Zhang Botao, Mao Fungying. The Cenozoic tectonic evolution of the great North China: two types of rifting and crustal necking in the great North China and their tectonic implications//Tectonophysics. 1987. Vol. 133, N 3/4. P. 217—227.
11. Ke Ru, Pigott J. D. Episodic rifting and subsidence in the South China Sea//Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull. 1986. Vol. 70, N 9. P. 1136—1155.
12. Plate tectonic map of the Circum-Pacific region. Pacific basin sheet. General coordinator W. O. Addicott. Amer. Ass. Petrol. Geol. Tulsa, Oklahoma, 1984.

Московский

государственный университет

Поступила в редакцию

12.01.88

WEST PACIFIC RIFT BELT

E. E. Milanovsky, A. M. Nikishin

The world system of oceanic rift belts forms together with the West Pacific mobile belt a single planetary system of Cenozoic structures with a radial-concentric symmetry relative to the South Pole. A rift belt of the same name has been identified within the West Pacific mobile belt wherein the longitudinal and latitudinal zonality has been established and described, and different classes of deep-sea troughs (autonomous spreading basins and back-arc basins) have been distinguished and typified. As to the pattern of anomalies in the upper mantle, presence of the zones of Cenozoic spreading and its total range in the Cenozoic, the West Pacific rift belt is similar to the mid-oceanic rift belts. However, it differs from them by the presence of convergence zones that are conjugated with spreading. The global symmetry of the world system of oceanic rift belts relative to the South Pole is explained by a radial spreading of mantle substance from the South Pole region.