

РИФТОГЕНЕЗ В ОКРАИННЫХ МОРЯХ ЗАПАДНОЙ ПАЦИФИКИ

В.В. Голозубов¹, Фунг Ван Фатъ², Ле Дык Анъ²¹ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, пр-т 100 лет Владивостоку 159, г. Владивосток, 690022; e-mail: golozubov@fegi.ru²Institute of Marine Geology and Geophysics of Vietnam Academy of Science and Technology, Hanoi, Vietnam

Поступила в редакцию 15 мая 2023 г.

Приведен обзор структурных особенностей рифтогенеза при формировании кайнозойских бассейнов окраинных морей Западной Пацифики. На примерах изученных бассейнов получило подтверждение предположение о том, что рифтогенез всегда начинается с пассивной фазы и лишь иногда прерывается эпизодами активного рифтинга. Рифтогенез происходил в обстановке СВ и ССВ направлений горизонтального сжатия с формированием либо цепочки присдвиговых впадин (pull-apart basins), либо полей рассеянного рифтинга между крупными сдвигами (основная часть Южно-Китайского моря). СВ и ССВ направления горизонтального сжатия связаны, по-видимому, с конвективными верхнемантийными течениями со стороны спредингового хребта Индийского океана, несущими на себе в той или иной мере деформированные в процессе транспортировки фрагменты плит. Связанный с этими течениями дрейф на ССВ Индийской, Австралийской и Евразийской плит не обнаруживает какой-либо связи с процессами субдукции со стороны прилегающих плит Палеопацифики, продолжающих перемещаться в СЗ направлении вплоть до настоящего времени. Окраинные бассейны Западной Пацифики формировались, таким образом, без какого-либо влияния субдукции со стороны Тихого океана и, соответственно, называть их задуговыми можно только по географическим признакам.

Ключевые слова: активный и пассивный рифтогенез, кайнозой, системы сдвигов, верхнемантийные течения, окраинные моря Западной Пацифики.

ВВЕДЕНИЕ

Вдоль западной окраины Тихого океана прослежена почти непрерывная цепь кайнозойских бассейнов, в которых терригенная седиментация время от времени сопровождалась проявлениями вулканизма. На севере это бассейны Охотского и Японского морей, далее на юг – бассейн Восточно-Китайского моря с трогом Окинава, бассейн Филиппинского моря и прилегающие к нему с запада бассейны Южно-Китайского моря, а также морей Сулу и Сулавеси (рис. 1). Эти бассейны отделены от Тихого океана островными дугами (Курильской, а южнее – Японской, Идзу-Бонинской и Марианской) и традиционно называются задуговыми. Рассматриваемая активная окраина обычно относится к Марианскому типу, когда субдукция происходит под выдвинутую в сторону океана островную дугу в отличие от окраины Андийского типа, когда субдукция происходит непосредственно под континент. Марианский тип активной окраины включает латеральный ряд структур перехода от континента к

океану: окраинное море – островную дугу – аккреционный клин (если таковой имеется) – глубоководный желоб, маркирующий зону субдукции. До настоящего времени ряд исследователей считают, что формирование впадин задуговых окраинных морей в той или иной мере связано с процессами субдукции [57, 67, 68 и др.]. В частности, часто обсуждается модель «отката» слэба (slab rollback) [68 и др.]. В модели, предложенной Л.И. Лобковским [67], предполагается, что разрыв плиты, нависающей над зоной субдукции и перемещение отторгнутого блока в сторону желоба происходит при формировании дополнительной конвекционной ячейки (рис. 2). Эта ячейка располагается на некотором удалении от желоба и обеспечивает верхнемантийный возвратный поток. Совершенно очевидно, однако, что для существования такой ячейки и встречного движения в ее рамках необходим автономный источник энергии в виде, например, дополнительного мантийного плюма. Ничего подобного на сейсмических и сейсмотомографических разрезах, однако, не обнаруживается, представление о сущест-

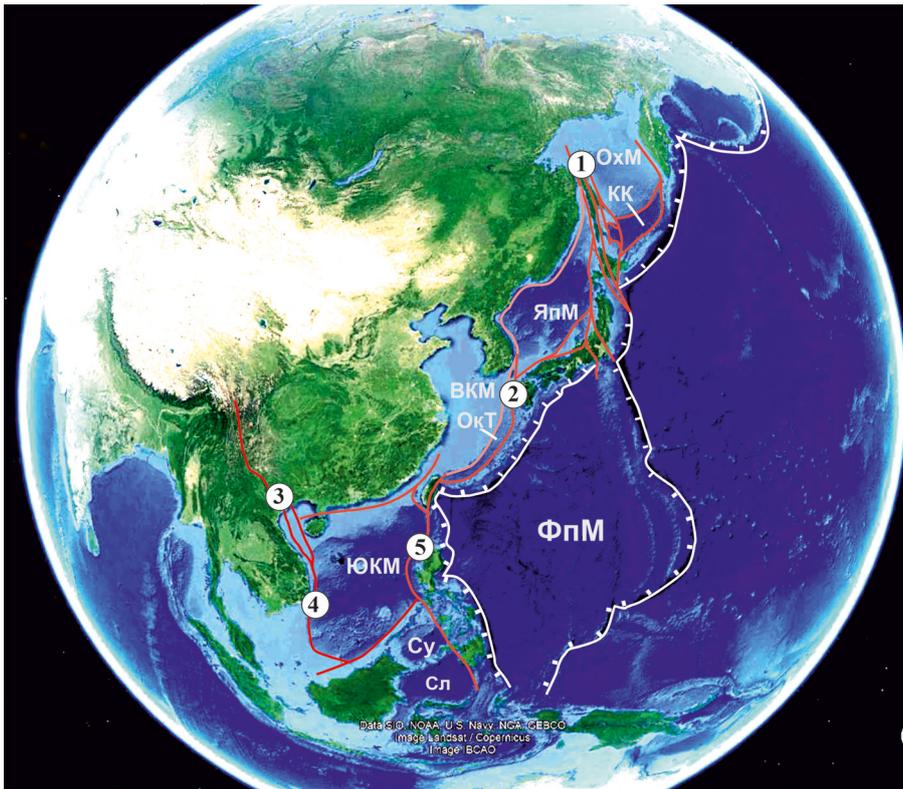


Рис. 1. Главные разломы, контролировавшие формирование и заполнение впадин окраинных бассейнов Западной Пацифики.

Белые линии с зубцами – зоны субдукции. Красные линии – разломы и системы разломов, в том числе (цифры в кружках): 1 – Хоккайдо-Сахалинская (1) и Цусимская (2) системы разломов; 3 – разлом Красной Реки; 4 – Восточно-Вьетнамский Граничный разлом; 5 – Манильский разлом.

Моря: ОХМ – Охотское море, КК – Курильская котловина, ЯпМ – Японское море, ВКМ – Восточно-Китайское море, ОКТ – трог Окинава, ЮКМ – Южно-Китайское море, Су – море Сулу, Сл – море Сулавеси, ФпМ – плита Филиппинского моря.

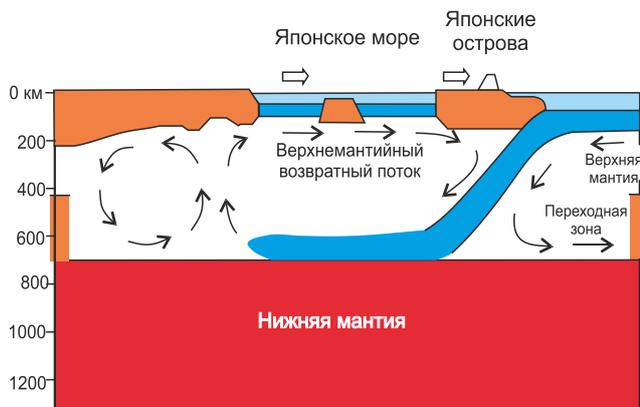


Рис. 2. Модель формирования конвекционной ячейки и верхнемантийного встречного потока в процессе субдукции литосферы Пацифики, по [67], адаптировано.

вовании таких «встречных» потоков в мантии ничем пока не доказано. Перечисленные модели предполагают дополнительные деформации нависающей над зоной субдукции плиты в обстановке сжатия, однако на сейсмических и сейсмотомографических разрезах через островные дуги (в том числе – через Японскую) следы этих деформаций не обнаруживаются. Погружение Тихоокеанского слэба до глубин 440–660 км, например, не сопровождается какими-либо искажениями геометрии подошвы нависающей плиты [10] (рис. 3).

Существующие модели не дают, таким образом, ясного ответа на вопрос о связи формирования задуговых окраинных бассейнов с процессами собственно субдукции. В любом случае остается непонятным появление структур явного растяжения (каковыми являются рифтогенные бассейны окраинных морей) непосредственно в зонах (или над зонами) сжатия, сопровождающего пододвигание океанической плиты, т.е. субдукцию. В этой связи представляется полезным рассмотреть особенности задугового рифтогенеза в окраинных морях Западной Пацифики в отдельные отрезки кайнозойского времени.

В настоящее время можно считать общепринятым положение о том, что растяжение при формировании рифтовых зон реализуется двумя способами. Активный рифтогенез связан с воздыманием мантийного диапира (плюма), который сопровождался растрескиванием вышележащей литосферы и гравитационным расползанием блоков от центра диапира в стороны его обрамления [4, 19, 20, 83, 86]. В пользу такого механизма свидетельствуют наблюдаемый в некоторых рифтах повышенный тепловой поток и связанный с ним магматизм. В «пассивной» версии предполагается активное растяжение литосферы внешними силами при пассивной реакции подлитосферной мантии, обычно представленной астеносферой, ограниченной сверху мантийной частью литосферы. В этом случае рифты являются ареной накопления мощных толщ

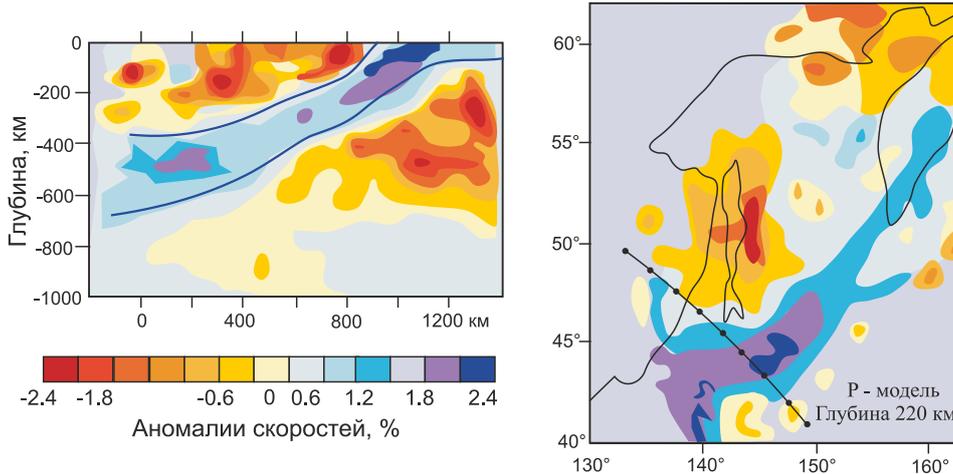


Рис. 3. Аномалии скоростей Р-волн на вертикальном сечении вкрест простирания Курило-Камчатской дуги.

Сплошными линиями показаны верхняя и нижняя граница слэба. По [18], упрощено.

преимущественно терригенных пород. Проявления вулканизма в этом случае играют подчиненную роль [19, 83, 86].

Важным шагом вперед явилось доказательство того, что в процессе эволюции пассивного рифтинга иногда запускается механизм его перехода в активную форму [13]. Не следует, таким образом, противопоставлять пассивный и активный рифтогенез, т.к. вполне возможен эволюционный переход от одного к другому.

Ю.Г. Леонов [19] убедительно показал, что на начальном этапе функционирует пассивный механизм континентального рифтогенеза. Его главные доводы таковы: 1) наличие во многих случаях сдвиговой компоненты деформации вдоль оси зарождающегося рифта, в то время как активный мантийный диапир может обеспечить лишь раздвиговую компоненту; 2) синхронность зарождения многих рифтов на обширной территории, что вряд ли возможно в ситуации с многочисленными активными мантийными диапирами.

Долгое время доминировало представление о том, что окраинные бассейны Западной Пацифики (первую очередь – Японское море) формировались в обстановке активного рифтогенеза, связанного с внедрением мантийных диапиров [4, 24, 57 и др.]. Позднее, однако, в ряде публикаций был продемонстрирован присдвиговой генезис некоторых рифтогенных впадин [9–11, 28, 29, 43, 54, 55, 56, 63, 95, 98]. В этих работах предполагается, что формирование окраинных бассейнов является удаленным эффектом Индо-Евразийской коллизии и связывается с доминантой правосторонних перемещений вдоль Восточно-Азиатской окраины в кайнозой. Однако модели присдвигового растяжения (если они приводятся) даются в самом общем виде, не обсуждается роль активного

и пассивного механизмов рифтогенеза и последовательности их проявления. Это, по нашему мнению, оставляет серьезные пробелы в понимании истории формирования конкретных бассейнов.

В предлагаемой статье приведен обзор структурных особенностей рифтогенеза при формировании кайнозойских бассейнов восточноазиатской окраины с учетом приведенных выше обстоятельств. Для этого привлекались как материалы наших исследований в обрамлении Японского и Южно-Китайского морей, так и доступные публикации, посвященные этой тематике.

ОХОТСКОЕ МОРЕ, КУРИЛЬСКАЯ КОТЛОВИНА

Большую часть Охотского моря составляет шельф, подстилаемый корой континентального типа мощностью 32–24 км. На этом фоне выделяются рифтогенные впадины Дерюгина и ТИНРО с утоненной (до 15 км) континентальной корой в основании, а также Курильская котловина, подстилаемая, судя по геофизическим данным, корой субокеанического типа мощностью 7–10 км [27, 31, 32].

Курильская глубоководная котловина протягивается на 1100 км с ЗЮЗ на ВСВ, располагаясь в южной части Охотского моря к северу от Курильской островной дуги (рис. 4). Котловина имеет треугольную форму, а ее дно представляет собой абиссальную равнину. Ширина котловины в ЗЮЗ части достигает 220 км, а на востоке она выклинивается. Глубина бассейна в среднем 3000 м, наибольшая достигает 3374 м [26]. Западная граница котловины контролируется несколькими разломами меридионального простирания, объединенными в Хоккайдо-Сахалинскую систему. Вдоль этих разломов в палеоцен-плиоценовое время доминировали правосторонние перемещения в обстановке северо-восточного регионального сжатия (рис. 4) [24, 25]. На участке восточного выклинивания

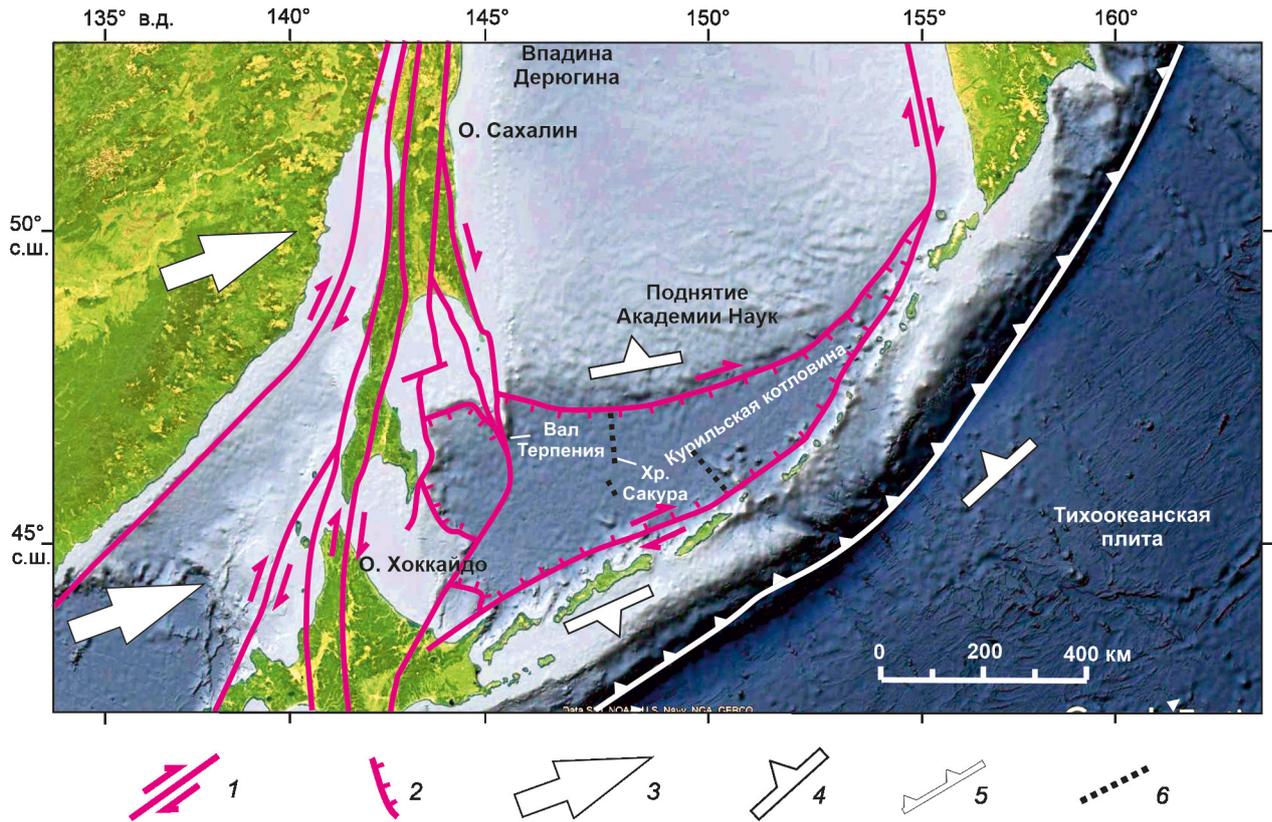


Рис. 4. Характер движений вдоль разломов в обрамлении Курильской глубоководной котловины.

1 – правые сдвиги Хоккайдо-Сахалинской и Западно-Камчатской систем, 2 – сбросы и сдвиго-сбросы, 3 – направление регионального сжатия в палеоцен-плиоценовое время, 4 – направление дрейфа блоков, 5 – зона субдукции, 6 – цепи плиоцен-четвертичных вулканических поднятий.

котловины ограничивающие ее разломы меняют простирание от ВСВ до ССЗ, а далее на север эти разломы присоединяются, по-видимому, к разломам вдоль подошвы континентального склона ЮЗ Камчатки [27] (рис. 4)

Фундамент котловины изучен слабо, так как он перекрыт осадочным чехлом мощностью до 3–6 км. Полученные при драгировании на нескольких станциях склона Вала Терпения образцы из верхней части базальной толщи представлены алевролитами и аргиллитами, содержащими палеоцен-олигоценый спорово-пыльцевой комплекс [2]. На сейсмограммах отчетливо видно, что эта базальная толща общей мощностью 1.5–5 км погружается от склона Вала Терпения в сторону абиссальной части и прослеживается непрерывно через всю котловину [2, 17]. Выше лежащие отложения датируются поздним олигоценом–четвертичным временем на основе сопоставления сейсмостратиграфического разреза с разрезом Вахрушевской скважины [5].

Осадочные и вулканогенно-осадочные комплексы палеоцена-плиоцена, заполняющие котловину,

пронизаны подводными каналами для серии плиоцен-четвертичных подводных вулканов, образующих вытянутые почти поперек котловины цепочки (хребет Сакура и его южное продолжение). Эти вулканы представлены андезитами, базальтами и их туфами [26]. По мнению Б.В. Баранова с соавторами [1], этот хребет представляет собой результат начальной фазы формирования спрединговой зоны.

Исследования методом непрерывного сейсмического профилирования вдоль северного борта котловины показали, что прилегающая часть поднятия Академии Наук разбита на серию наклонных блоков северо-западной (до меридиональной) ориентировки, разграниченных сбросами. Эти блоки смещены разрывами ВСВ простирания (вдоль котловины), при этом иногда удавалось определить правосдвиговую составляющую этих движений (по смещениям границ блоков, по Z-образным очертаниям блоков акустического фундамента) [1].

С учетом того, что западная граница котловины контролируется разрывами Хоккайдо-Сахалинской системы правых сдвигов, также данных о пра-

восдвиговых перемещениях вдоль северного борта котловины, вывод Н.И. Филатовой и А.Г. Родникова [30] о присдвиговой, «пулл-апартовой» модели ее формирования представляется вполне обоснованным. Соответственно, речь идет о пассивном механизме рифтогенеза. Этими авторами предполагалось также, что главное значение при формировании котловины имели правосторонние движения вдоль разрывов Хоккайдо-Сахалинской системы. Эти движения происходили в обстановке северо-восточного ($40\text{--}60^\circ$) регионального сжатия [8, 10, 11, 24, 25]. При этом разломы бортов котловины могли быть чистыми сбросами. Правосдвиговая составляющая движений вдоль этих разломов могла появиться при смене направления сжатия на широтное, как это установлено для плиоцен-четвертичного времени на о. Сахалин [8, 10, 11, 24, 25]. Не исключено также, что какую-то роль при формировании Курильской котловины сыграло формирование структур растяжения на изгибе сдвиговых зон в восточной части котловины в соответствии с моделью формирования сбросов на окончаниях активных сдвигов. Таковыми правосторонними сдвигами могут оказаться разломы, которые прослежены вдоль подножья континентального склона Юго-Западной Камчатки (рис. 4).

В результате интерпретации временных сейсмических разрезов кайнозойских образований в прилегающей к о. Сахалин части котловины выявлена серия несогласий (в том числе – угловых), которые фиксируют эпизоды тектонических перестроек. Эти несогласия выявлены (сверху вниз): 1 – на границе плиоцена и плейстоцена (около 2 млн лет); 2 – в подошве позднего миоцена (около 10 млн лет); 3 – в среднем миоцене (15–16 млн лет); 4 – в нижнем миоцене (19–20 млн лет); в пределах позднего олигоцена (23–25 млн лет) [17]. К этому следует, по-видимому, добавить несогласие в подошве палеогена, фиксирующее начало заполнения котловины [2].

Проявления современного вулканизма, а также свойственный Курильской котловине высокий тепловой поток (до 99 ± 29 мВт/м²) свидетельствуют о том, что в настоящее время реализуется активный тип рифтогенеза. Переход долгоживущего пассивного рифтинга в активную фазу произошел в плиоцен-четвертичное время.

ЯПОНСКОЕ МОРЕ

Фундамент впадины Японского моря в значительной мере представлен новообразованной океанической корой, в то время как Японские острова с прилегающим к ним шельфом являются перемещенными фрагментами континентальных структур Сихотэ-Алиня и Кореи (рис. 5). Перемещенными фраг-

ментами являются также подводные возвышенности (Ямато, Криштофовича, Оки, Кита-Оки и ряд более мелких) с континентальной корой, разделяющие глубоководные котловины с океаническим типом коры (Японскую, Ямато и Цусимскую) [3, 4].

Идея о том, что впадина Японского моря образовалась за счет вращения Юго-Западной Японии по часовой стрелке при одновременном вращении Северо-Восточной Японии против часовой стрелки, на основе палеомагнитных данных впервые была высказана Н. Каваи и др. [59]. Составленная П.Н. Кропоткиным с учетом этих данных реконструкция положения блоков до раскрытия Японского моря является, по-видимому, первой из многочисленных работ такого рода [16]. Дальнейшие исследования японских геологов позволили уточнить время этого события и углы предполагаемых вращений. Согласно «двухдверной» модели И. Отофуджи, основанной на детальных палеомагнитных исследованиях хорошо датированных коллекций образцов, раскрытие Японского моря произошло достаточно быстро в миоцене (17–15 млн лет назад) путем разворота по часовой стрелке Юго-Западной Японии на 56° при одновременном вращении Северо-Восточной Японии против часовой стрелки на 47° [71, 72]. Этой модели несколько противоречат данные об эоцен-среднемиоценовом возрасте части отложений дна Японского моря, то есть оно существовало гораздо раньше цифры 17–15 млн лет. Кроме того, на составленной по этим данным реконструкции Япония слишком тесно примыкает к континенту, и для известных фрагментов континентальной коры в пределах акватории Японского моря (в том числе – шельфовых пространств и подводных возвышенностей) просто не остается достаточного места. Отметившие это обстоятельство Л. Жоливе и К. Тамаки предположили, что полученные И. Отофуджи углы вращения блоков состоят из двух компонент. Первая отвечает процессу собственно раскрытия впадины, а вторая представляет собой результат дополнительных вращений мелких блоков на фоне этого раскрытия. Формирование впадины Японского моря этими авторами тесно связывается с правосдвиговыми перемещениями вдоль Хоккайдо-Сахалинской системы разломов меридионального простирания, происходившими в обстановке северо-восточного регионального сжатия [43, 56]. Предполагалось также, что Японское море вообще представляет собой простой бассейн синсдвигового растяжения (pull-apart basin) между двумя несоосными системами правых сдвигов – упомянутой Хоккайдо-Сахалинской и Цусимской [43, 56, 63] (рис. 5, 6).

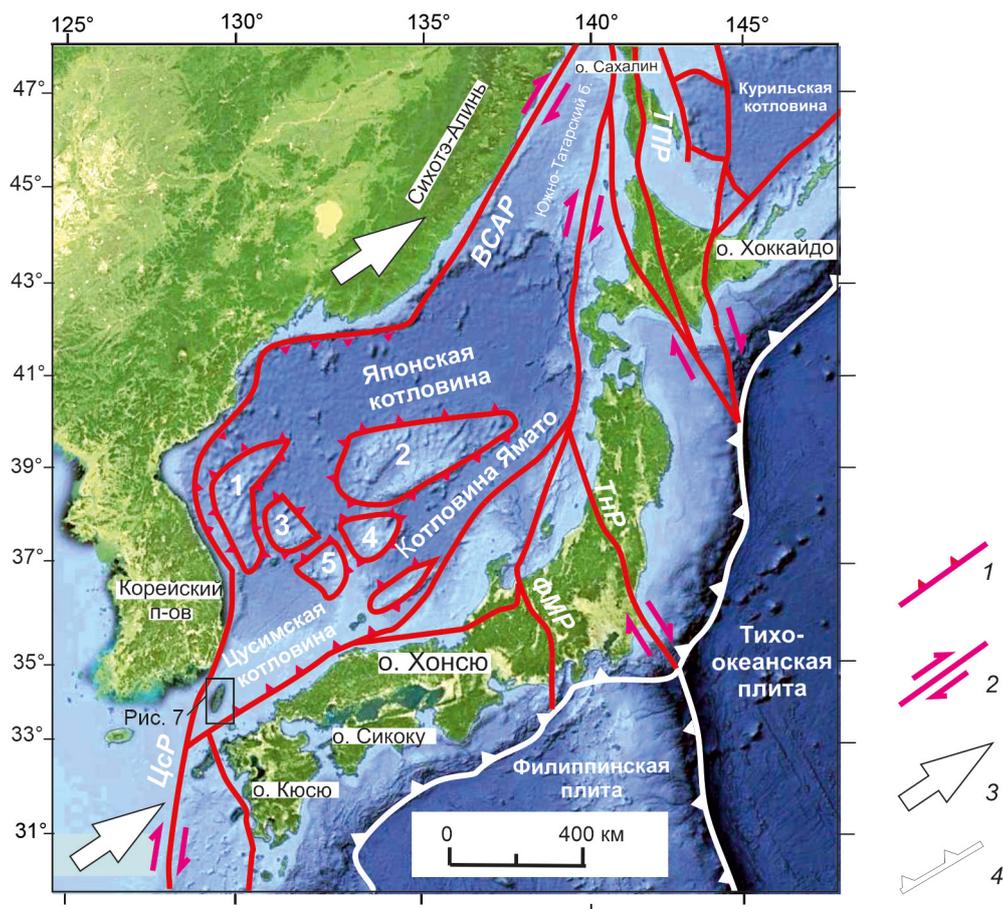


Рис. 5. Главные разломы и осадочные бассейны Японского моря и его обрамления, по [46], с упрощениями и дополнениями.

1 – сбросы, сдвиго-сбросы, 2 – сдвиги и направления перемещений вдоль них в палеоцен-плиоценовое время, 3 – направление регионального сжатия в палеоцен-раннемиоценовое время, 4 – зоны субдукции. Разломы: ВСАР – Восточно-Сихотэ-Алиньский, ТПР – Тымь-Поронайский, ТнР – Танакура, ФМР – Фосса-Магна, ЦсР – Цусимский. Подводные возвышенности: 1 – Восточно-Корейская, 2 – Ямато, 3 – Криштофовича, 4 – Кига-Оки, 5 – Оки.

Этапы формирования

В процессе формирования впадины современного Японского моря намечается серия эпизодов, в течение которых седиментация происходила в несколько различающихся тектонических обстановках (рис. 6).

Палеоцен(?)–эоцен (60–34 млн лет). Начальный этап растяжения фиксируется в северном окончании Японского моря, вдоль восточного побережья Татарского пролива, где установлены палеоцен(?)–эоценовые рифтогенные угленосные фации, которые быстро сменяются вверх по разрезу прибрежно-морскими и относительно глубоководными терригенными отложениями [5] (рис. 7). В узком грабене вдоль западного побережья островов Сахалин и Хоккайдо, включающем Исикари-Западно-Сахалинский бассейн, терригенный, частью угленосный палеоцен(?)–эоцен образует линзу мощностью до 2.5 км [14, 31,

32]. Эоценовый возраст имеют присдвиговые угленосные впадины Южного Приморья [6, 7], подводное продолжение которых установлено на континентальном склоне Японского моря [4]. Эоценом датируется также подошва вулканогенно-осадочного разреза, заполняющего присдвиговый грабен Кильчу-Менчхон на побережье Северной Кореи [28]. О существовании эоценовых отложений в контурах современного Японского моря свидетельствуют также переотложенные остатки фораминифер и радиолярий этого возраста в среднемиоценовых терригенных отложениях группы Тайшу на о. Цусима [67, 85]. Можно полагать, что на месте современного Японского моря первоначально была сформирована серия узких внутриконтинентальных присдвиговых грабенов, которые могли не соединяться друг с другом и далеко не всегда имели выход к морю. В это же время в об-

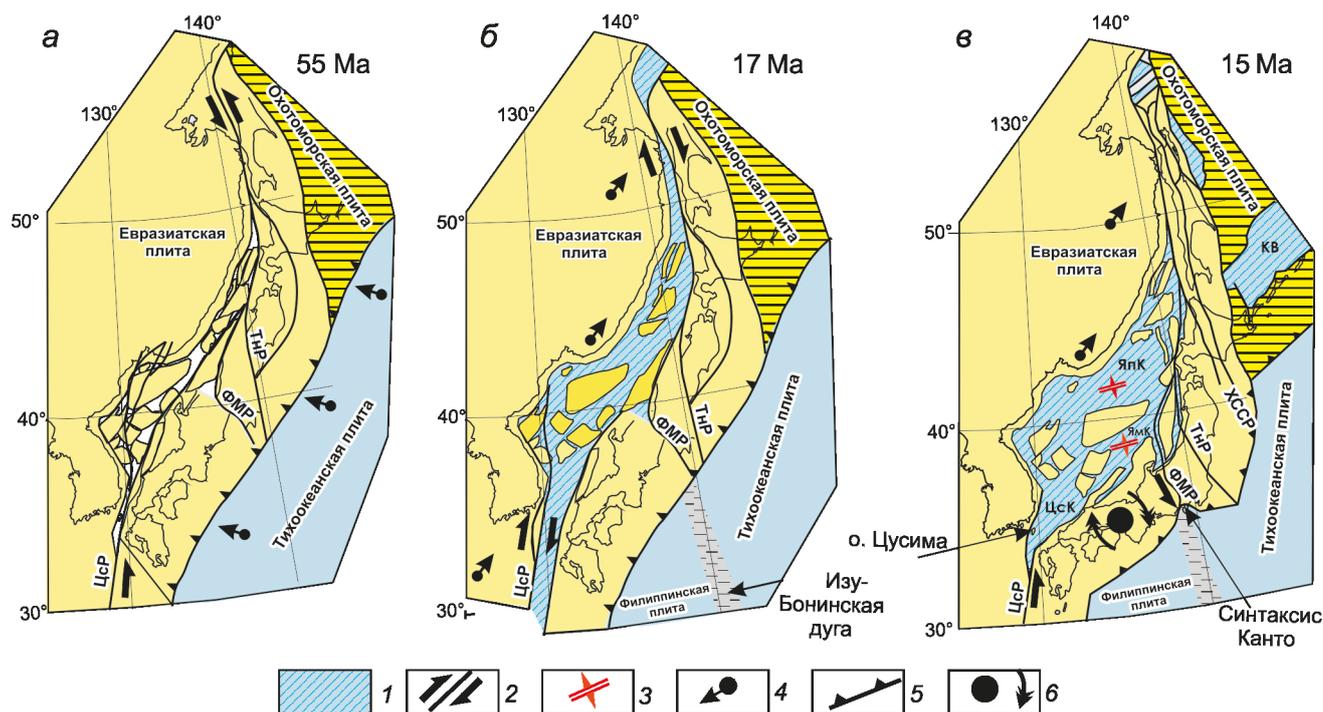


Рис. 6. Динамика раскрытия Японского моря, по [11], модифицировано.

1 – фрагменты новообразованной океанической коры, 2 – активные сдвиги и направления перемещения блоков (стрелки), 3 – оси мантийных диапиров, 4 – направления движения плит, 5 – зоны субдукции, 6 – направления вращения блоков. Глубоководные котловины: КК – Курильская, ЯпК – Японская, ЯмК – Ямато, ЦсК – Цусимская. Разломы: ЦсР – Цусимский, ХССР – Хоккайдо-Сахалинская система разломов, ТНР – разлом Танакура, ФМР – разлом Фосса-Магна.

становке того же северо-восточного регионального сжатия началась коллизия Курильской и Японской островных дуг с выведением на поверхность пород нижней коры – метаморфитов комплекса Хидака на острове Хоккайдо [60].

Олигоцен–ранний миоцен (34–18 млн лет).

В располагающемся западнее Исикари-Западно-Сахалинского Южно-Татарском бассейне палеоцен(?)–эоценовые отложения отсутствуют, акустический фундамент перекрывается мощным (до 5 км) чехлом олигоцен-нижнемиоценовых отложений [14] (рис. 7). Соответственно, можно говорить о перемещении депоцентра в западном направлении, а также о том, что в олигоцене интенсивность раскрытия резко возросла и произошло слияние зародышевых палеоцен(?)–эоценовых грабенов. Грабен олигоценового времени представлял собой в плане, по-видимому, S-образную линзообразную структуру, в которой основная часть Японских островов отодвинулась от материка (рис. 6, б) на расстояние до 250 км. Следует особо отметить, что вплоть до среднего миоцена эти перемещения не сопровождалось какими-либо вращениями блоков, о чем свидетельствуют палеомагнитные данные [71, 72]. Новообразованная океаническая кора

в пределах этого грабена содержала относительно сближенные континентальные фрагменты, которые представляли собой архипелаг островов. О последнем свидетельствуют палеоботанические данные: флоры олигоцен-среднемиоценового возраста в материковой части и на Японских островах близки по составу, то есть миграция растительности происходила без особых затруднений [22, 74]. Седиментация в контурах грабена время от времени сопровождалась проявлениями базальтового вулканизма, особенно интенсивного в раннем миоцене [14, 28].

Ранний–средний миоцен, 18–15 млн лет.

В течение этой фазы растяжение палеобассейна имело «взрывной» характер и сопровождалось вращениями блоков Северной и Юго-Западной Японии в близком соответствии с моделью И. Отофуджи [71, 72]. Значительное увеличение площади акватории отразилось в различиях спектра растительности этого времени на Японских островах сравнительно с флорами северо-западного и западного побережья Японского моря. Во-первых, сравниваемые флоры были разделены значительно большими, чем ранее, морскими пространствами, что, по-видимому, затрудняло их миграцию. Во вторых, на характер среднемиоценовых-современ-

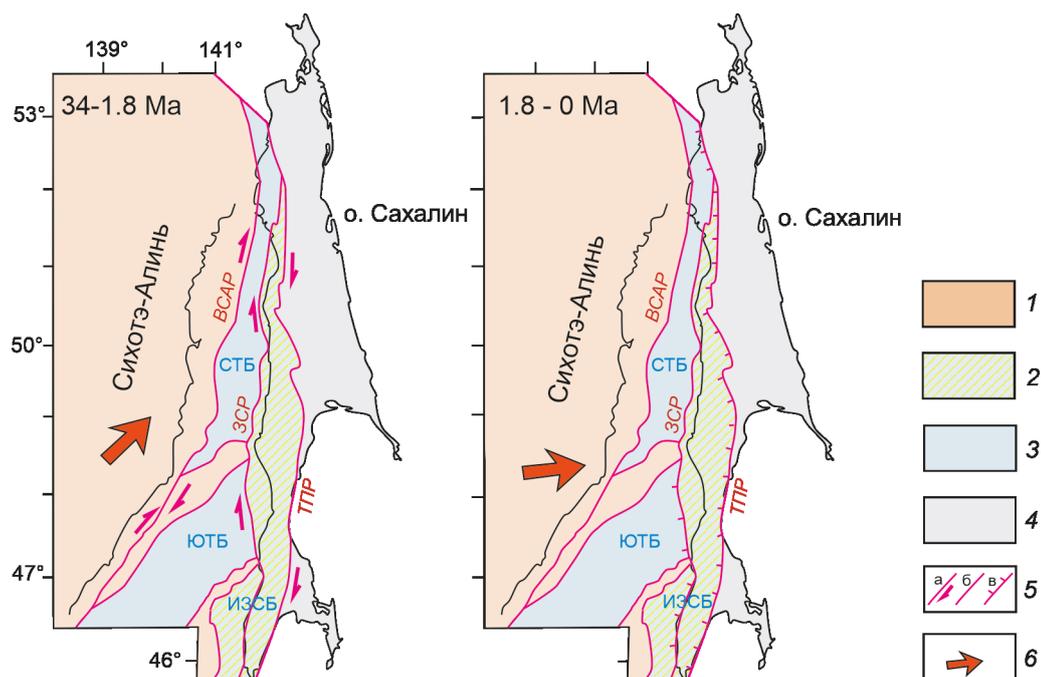


Рис. 7. Смена направлений регионального сжатия в структурах северного окончания Японского моря (пояснения в тексте).

1 – докайнозойские образования; 2–3 – осадочные бассейны, заполнявшиеся с палеоцена (?)–эоцена (2) и с олигоцена (3): СТБ – Северо-Татарский, ЮТБ – Южно-Татарский, ИЗСБ – Исикари-Западно-Сахалинский; 4 – террейны Восточного Сахалина; 5 – разломы: а – сдвиги, б – сбросы и сдвиго-сбросы, в – взбросы и надвиги; б – направления регионального сжатия. Разломы: ВСАР – Восточно-Сихотэ-Алинский, ЗСР – Западно-Сахалинский, ТПР – Тьмь-Поронайский.

ных японских флор положительное влияние оказало теплое течение Кюросио, возникшее после описываемых выше географических изменений [22, 74].

В течение относительно короткого (до 3 млн лет) промежутка времени произошло раскрытие глубоководных Японской (Центральной) и Цусимской котловин и котловины Ямато (Хонсю), их заполнение (рис. 6, в), а местами – складчатые деформации и внедрение интрузий гранитов [9, 11, 12]. В отличие от Японской (Центральной) котловины и котловины Ямато (Хонсю) Цусимская котловина в значительной мере компенсирована осадками, вероятно, в связи с наличием здесь крупного источника кластики – предполагаемого устья палеореки, располагавшегося южнее Корейского полуострова [66].

Цусимская котловина выполнена преимущественно терригенными с редкими горизонтами кислых вулканитов образованиями мощностью около 5400 м, объединенными в группу Тайшу (рис. 8). Время формирования этой группы определено по датировкам цирконов в горизонтах кислых вулканитов – от 17.9 млн лет вблизи подошвы группы до 15.9 млн лет вблизи ее кровли [69]. Имеющиеся данные об особенностях накопления группы Тайшу (в первую

очередь – очень высокие скорости седиментации, многочисленные проявления оползневой тектоники) свидетельствуют о весьма активном прогибании ложа палеорифта и крутых его бортах [11].

Группа Тайшу смята в систему складок северо-восточного простирания в связи с левосдвиговыми перемещениями вдоль Цусимской системы разломов меридионального простирания в обстановке северо-западного направления сжатия. В южной части о. Цусима складки прорваны интрузией гранитов, возраст которых, согласно К-Аг датировкам по биотиту и роговым обманкам, составляет 13–19 (в среднем около 15) млн лет. К-Аг возраст слюд из постмагматических метасоматитов составляет 15.4 млн лет [87], то есть, судя по этим данным, складкообразование и внедрение гранитоидов заняли менее одного млн лет. Ключевая дата – 15 млн лет на о. Цусима отвечает, таким образом, эпизоду реализации сжатия, складчатости и внедрения гранитоидов, в то время как, согласно палеомагнитным данным, этим же временем датируется главная фаза раскрытия Японского моря [71, 72]. Господствующее в районе о. Цусима около 15 млн лет назад северо-западное направление сжатия было, по-видимому, локальным, его проявления отсутствуют как севернее, так и

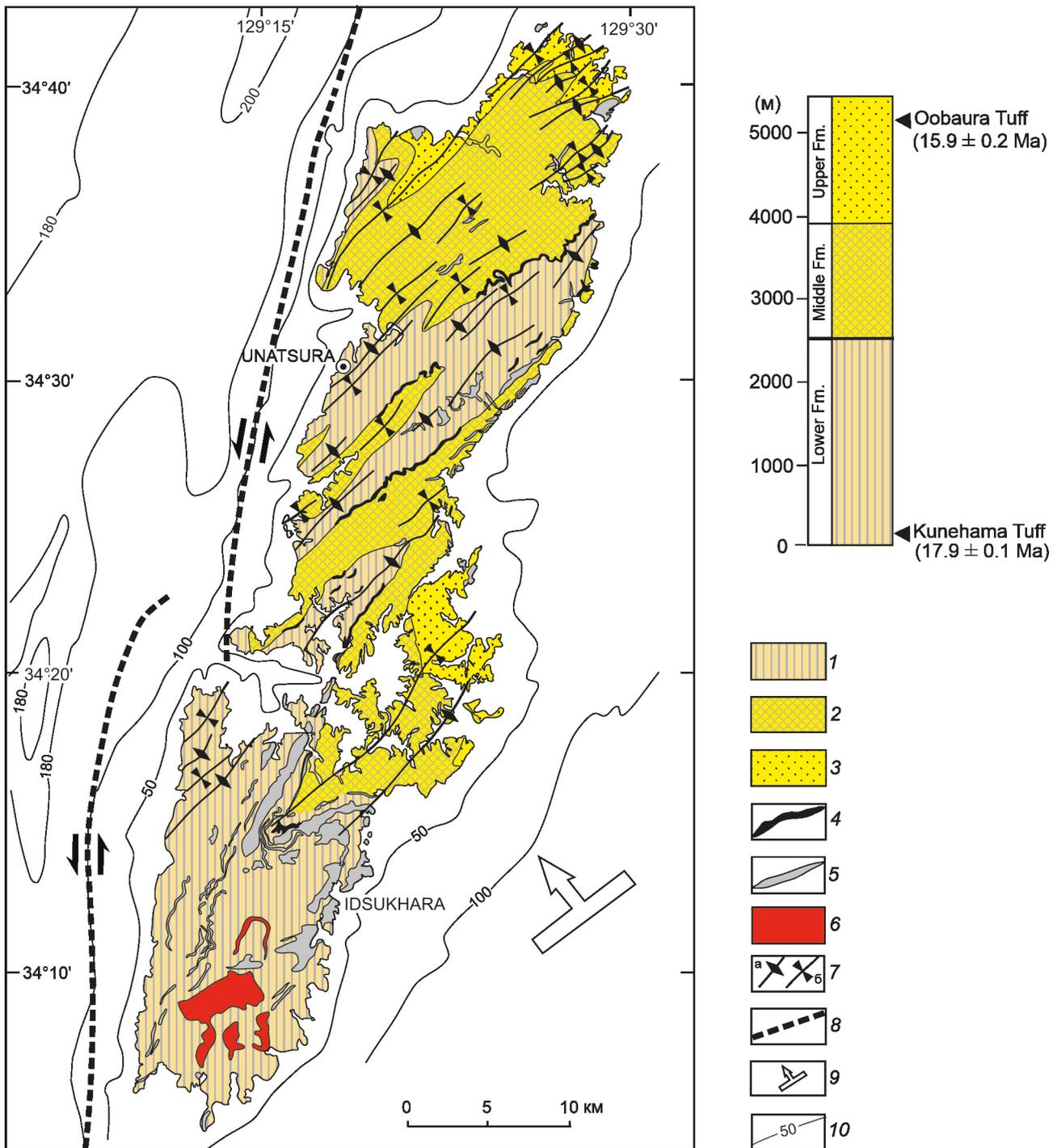


Рис. 8. Геологическая карта острова Цусима. По [46], с дополнениями. Расположение района см. на рис. 5.

1–3 – нижне-среднемиоценовые терригенные отложения (группа Тайшу): нижняя (1), средняя (2) и верхняя (3) формации; 4–5 – силлы и дайки пород основного (4), среднего и кислого (5) состава; 6 – граниты; 7 – оси антиклиналей (а) и синклиналей (б); 8 – предполагаемые разломы; 9 – направление регионального сжатия; 10 – изобаты (м).

южнее Японского моря. Это сжатие связано, по-видимому, с перемещениями в этом направлении юго-западного окончания Юго-Западной Японии в процессе ее вращения по часовой стрелке (рис. 6, в). Примечательно, что на северо-восточном окончании этого домена, вдоль системы разломов Фосса-Магна, в этот же период времени фиксируются также левосдвиговые перемещения и вызванная этими перемещениями коллизия Японии с Идзу-Бонинской дугой с формированием Синтаксиса Канто [60, 89]. Соответственно, можно полагать, что центр вращения домена Юго-Западной Японии располагался ближе к центральной его части.

Представление о том, что раскрытие Японского моря происходило в рамках модели только пассивного рифтогенеза (т.е. в обстановке простого растяжения или растяжения, связанного со сдвиговыми перемещениями) [29, 63], не дает возможности для сколько-нибудь логичного объяснения вращения Юго-Западной Японии по часовой стрелке, которое явно накладывалось на относительно простую картину предшествующего длительного (около 30 млн лет) пассивного рифтообразования. Возможной причиной структурной перестройки около 15 млн лет назад представляется переход от пассивной фазы рифтогенеза в активную, в течение которой в контурах глубоководных котловин происходило внедрение мантийных диапиров – зон локального растяжения близширотного простирания, обладающих дополнительным энергетическим потенциалом. Для рассматриваемого случая вполне применима, как нам представляется, модель, демонстрирующая запуск механизма активного рифтогенеза после пассивной фазы [13]. Давление, распространявшееся в обе стороны от осей растяжения, было ориентировано в меридиональном направлении, и именно с ним могло быть связано вращение по часовой стрелке линейно вытянутого и первоначально ориентированного в северо-восточном направлении фрагмента континентальной литосферы, каковым являлась Юго-Западная Япония (рис. 6, в). Некоторым подтверждением идеи о том, что в Японском море в раннем-среднем миоцене состоялся эпизод активного рифтогенеза, являются данные о необычно высоких температурах при выплавлении деплетированных базальтовых магм, излившихся в раннем и среднем миоцене на поверхность дна в котловине Ямато, и, в целом, о горячей геотерме под этой котловиной в процессе раскрытия Японского моря [48]. Активная фаза рифтогенеза была весьма непродолжительной (в рамках одного или нескольких млн лет), после чего Японское море приобрело близкое к современному очертание и продолжилось пассивное прогибание глубоководных котловин.

Ранний плейстоцен (1.8–0 млн лет). В раннем плейстоцене (по [56] – около 1.8 млн лет) обстановка растяжения сменилась ВСВ сжатием, связанным, по-видимому, с изменением направления движения Евразийской плиты [25] (рис. 7). С этого времени сдвиги Хоккайдо-Сахалинской системы разломов трансформировались в надвиги, а накопившиеся ранее осадочные и вулканогенные образования были смяты в систему складок близмеридионального простирания [8, 10, 24]. Эта обстановка прослеживается до настоящего времени. В частности, на основе данных, полученных при расшифровке механизма Невельского землетрясения 2 августа 2007 г., установлено, что в пределах присахалинского шельфа вдоль одного из разрывов меридионального простирания, падающего на запад под углами 38–48°, на глубине около 11 км произошла чисто взбросовая подвижка [15], а поднятый выше уровня моря бенч располагался, по-видимому, в висячем боку этого взброса [8]. Интересно отметить, что южнее, в районах западного побережья о. Хоккайдо и о. Хонсю, описываемое сжатие выразилось в формировании надвига, погружающегося уже на восток, под Японию. Иногда это интерпретируется как зарождение новой зоны конвергенции [56].

ВОСТОЧНО-КИТАЙСКОЕ МОРЕ, ТРОГ ОКИНАВА

Япономорская впадина через Цусимский пролив соединяется на юге с широким, но неглубоким и почти целиком эпиконтинентальным шельфовым бассейном Восточно-Китайского моря. Бассейн этот отделен от смежной с востока впадины Филиппинского моря островной дугой Рюкю, а в тылу последней находится трог Окинава (рис. 9). Трог Окинава представляет собой дуговидный, относительно симметричный грабен, располагающийся между островами Тайвань и Кюсю и вытянутый в северо-восточном направлении параллельно дуге Рюкю на расстояние около 1300 км при ширине до 200–300 км. Глубина дна трога меняется от 500 м на севере до 2300 м на юге. Сбросы, оконтуривающие трог, круто наклонены в сторону его осевой части [73]. В северо-восточной части трога, однако, вдоль разломов меридионального простирания в настоящее время доминируют сдвиговые перемещения [34, 91]. В частности, при решении фокального механизма одного из крупных землетрясений ($M = 6.7$) этого района вдоль субмеридионального сместителя установлено правостороннее перемещение [34].

В центральной и южной частях трога вдоль его оси прослежены сближенные эшелонированные «микротрега», ориентированные под острым углом относительно общего простирания трога в СВ и ВСВ направлениях. Мощность земной коры на участ-

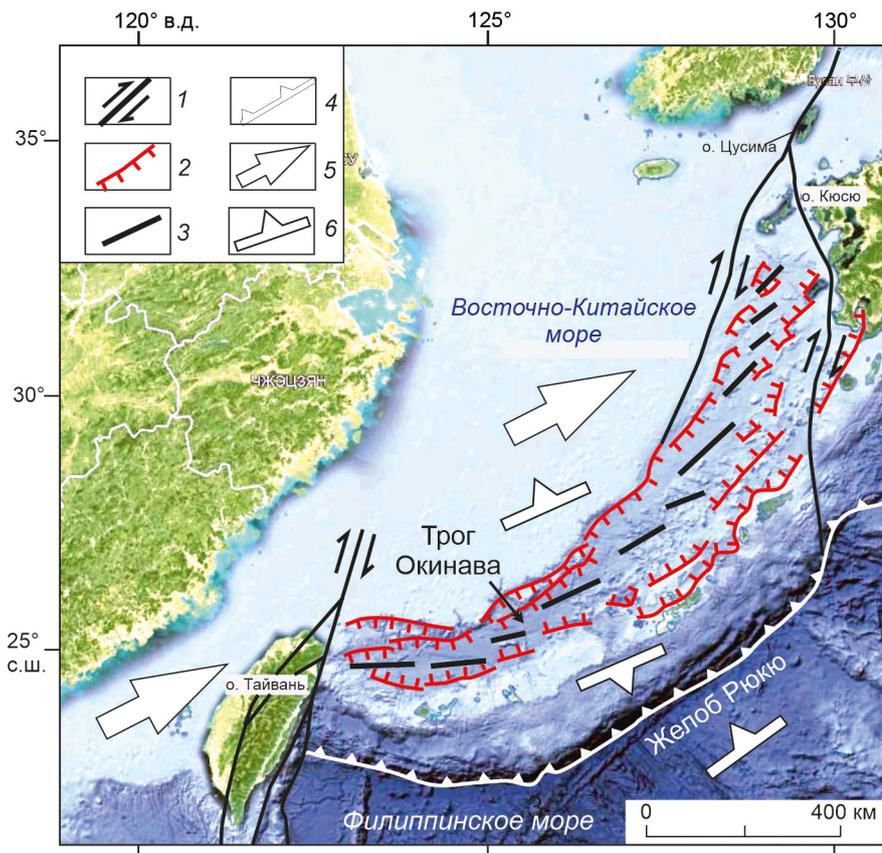


Рис. 9. Динамика раскрытия трога Окинава (пояснения в тексте), по [61], с дополнениями.

1 – «материнские» правые сдвиги, 2 – сбросы и сбросо-сдвиги, 3 – микрорифты, 4 – зона субдукции, 5 – направление регионального сжатия, 6 – направления перемещений блоков.

ках, прилегающих к трогу, составляет около 25 км, а в пределах трога она утонена до 17 км. В пределах микрограбенов его осевой части, ширина которых – несколько десятков километров, ее мощность понижается до 7 км [70]. Основанием плейстоцен-голоценовых отложений и вулканитов этих микрограбенов является базальтовый слой, где обнаружены линейные магнитные аномалии спредингового типа. Время начала спрединга установлено в 1.9 млн лет т.н. (ранний плейстоцен), а скорость – в 2 см/г. [61], то есть на этих участках наблюдается разрыв континента и формирование новообразованной океанической коры. На остальной части трога вулканогенно-осадочный чехол образован олигоцен (?)–четвертичными образованиями мощностью в несколько километров, а в его северной части – до 8 км. Наиболее широко распространены позднемiocен-плейстоценовые образования, мощность которых достигает 2000 м [61]. Во многих местах этот чехол прорван базальтовыми экструзиями, возраст которых от 2 млн лет до практически современных [65].

В результате интерпретации сейсмических разрезов кайнозойских образований в пределах трога Окинава выявлена серия несогласий (в том числе – угловых), которые фиксируют эпизоды тектонических

перестроек. Эти несогласия выявлены (сверху вниз): 1 – в подошве среднего плейстоцена (около 2 млн лет), 2 – в подошве среднего миоцена (около 15 млн лет), 3 – в пределах позднего олигоцена [61]. Нетрудно заметить, что перечисленные уровни несогласий четко коррелируют с несогласиями, приведенными выше при описании Курильской котловины.

В истории формирования трога Окинава можно выделить две главных фазы. Ранняя фаза (поздний олигоцен–средний плейстоцен) происходила в обстановке пассивного рифтогенеза. Около 2 млн лет назад стартовала активная фаза (разрыв континентальной коры, формирование новообразованной океанической коры с признаками спрединга, вспышка экструзивного магматизма). Активная фаза рифтогенеза продолжается до настоящего времени, о чем свидетельствуют высокий тепловой поток, в среднем почти в четыре раза превышающий нормальный, а также многочисленные проявления магматической и сейсмической активности [73].

Большинство авторов считает, что трог Окинава, располагаясь в тылу активной окраины, формировался в тесной связи с субдукцией плиты Филиппинского моря под островную дугу Рюкю, возможно, за счет отката этой дуги (roll-back) на юго-восток [88, 92 и

др.]. Иная модель, объясняющая образование трога Окинава особенностями плейстоценовой коллизии, предложена в [65]. Однако геометрия трога, в первую очередь – кулисообразное левоступенчатое расположение структур растяжения в его пределах, свидетельствует об определяющем значении при их формировании правосдвиговых перемещений вдоль северной, меридиональной части трога [98]. Современные сдвиговые движения доминируют именно на этом участке, а на юге преобладают сбросы, как это выяснено при решении механизмов землетрясений [34, 91]. Доминанта сбросов в южной, ЗЮЗ части трога отвечает модели формирования сбросов на окончании активного правого сдвига (продолжения Цусимского разлома). Ситуацию в целом можно рассматривать также как начало формирования бассейна типа пулл-апарт между Цусимским и Тайваньским несоосными правыми сдвигами (рис. 9).

БАСЕЙНЫ ЮЖНО-КИТАЙСКОГО МОРЯ

Южно-Китайское море в целом имеет ромбовидную форму, его западная и восточная границы контролируются Восточно-Вьетнамским Граничным разломом и Манильским желобом (рис. 10). Вдоль шельфа и континентального склона северо-западного ограничения моря прослежена серия параллельных побережью кайнозойских рифтов (бассейн у устья Жемчужной Реки, трог Сиша и серия более мелких), а юго-восточной границей можно считать зоны надвигов вдоль границы моря с континентальными блоками Борнео и Палаван (рис. 10). Особое положение занимает линзовидный в плане бассейн Красной реки, располагающийся на продолжении одноименного разлома северо-западного простирания, ответвляющегося от Восточно-Вьетнамского Граничного разлома и разделяющего Южно-Китайский и Индо-Синий кратоны [64].

Южно-Китайское море включает в себя серию впадин, в различной степени компенсированных кайнозойскими, преимущественно терригенными отложениями.

Центральная глубоководная котловина имеет форму треугольника, сильно вытянутого и расширяющегося в северо-восточном направлении. Восточной границей котловины является погружающаяся на восток зона субдукции, выведенная на поверхность вдоль Манильского желоба (рис. 10). Следует отметить, что эта зона возникла в позднем миоцене, а до этого фрагменты Филиппинской дуги располагались в нескольких сотнях километров восточнее [78]. Соответственно, положение и характер перемещений вдоль разломов восточной границы котловины в более раннее, эоцен-миоценовое время остается пробле-

матичным. Встречная, погружающаяся на запад Филиппинская зона субдукции ограничивает с востока фрагменты континентальной литосферы, образующие одноименный архипелаг. По некоторым данным, субдуцирующая плита Филиппинского моря составляет часть не Евразийской, а Северо-Австралийской окраины, активно перемещавшейся в течение кайнозоя с ЮЮЗ на ССВ с одновременным вращением против часовой стрелки [78]. Формирование этой плиты и ее последующие преобразования служат предметом дискуссий [78], и их обсуждение выходит за рамки предлагаемой статьи.

Центральная глубоководная котловина Южно-Китайского моря практически точно оконтуривается изобатой 3000 м, а наибольшая глубина моря достигает 5560 м. Земная кора в ее пределах принадлежит океаническому типу и имеет мощность до 10 км [23]. Базальтовый слой в ее основании местами перекрыт чехлом кайнозоя относительно небольшой (до 1000 м) мощности. В пределах котловины обнаружены линейные магнитные аномалии спредингового типа № 11-5, по которым продолжительность спрединга первоначально определялась в промежутке от 31 до 16 млн лет назад [37]. В результате дальнейших исследований вблизи о. Тайвань выявлены более древние аномалии 17–12 (от 37 млн лет назад) [49]. Кроме того, согласно [35], спрединг закончился около 20 млн лет назад, т.е. на 4 млн лет раньше, чем до этого предполагалось. Однако ряд исследователей считают, что первоначальная датировка в 16 млн лет является вполне адекватной в связи с тем, что положение юго-западного окончания оси спрединга точно не установлено, а также в соответствии с несколько более поздними датировками рифтогенеза в некоторых окружающих впадинах [44].

Наиболее древние аномалии 17–7 (37–27 млн лет) установлены на участке, примыкающем к Манильскому трог, где котловина имеет наибольшую ширину. Здесь ось спрединга имеет ВСВ простирание. В дальнейшем после перескока оси на юг спрединг распространялся в юго-западном направлении (аномалии 6В, 6АА, 6А1). Местоположение юго-западного окончания спрединговой зоны точно не установлено. На этом участке выявлено растяжение, ориентированное косо к оси спрединга и серия правых сдвигов меридионального простирания [40, 52]. К постспрединговым образованиям относятся многочисленные симаунты, располагающиеся как вдоль оси спрединга, так и за ее пределами, и сложенные оливиновыми толеитами (17–8 млн лет) и щелочными базальтами (моложе 8 млн лет, включая современные) [101]. Вдоль оси спрединга до настоящего времени наблюдаются высокие (выше 100 mW/m²) значения

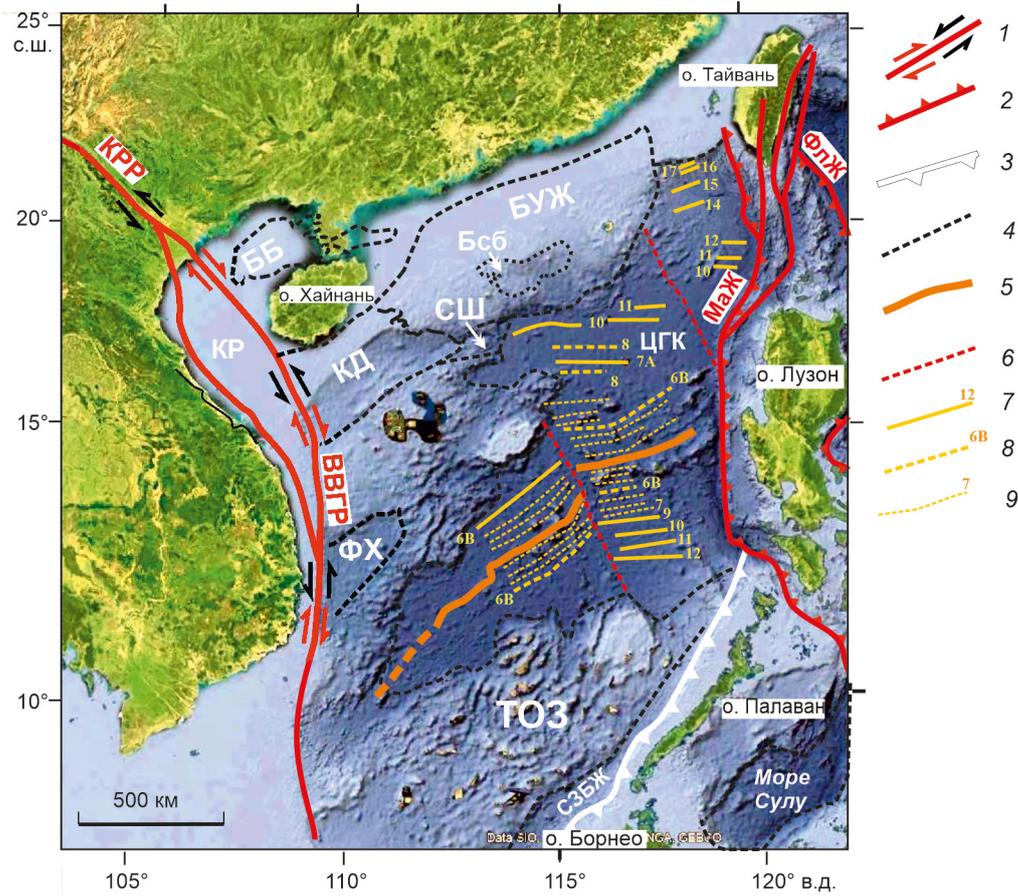


Рис. 10. Главные разломы и бассейны Южно-Китайского моря, по [40], с дополнениями.

1 – зоны сдвигов: КРР – Разлом Красной Реки, ВВГР – Восточно-Вьетнамский Граничный разлом. Черными стрелками обозначены направления эоцен-миоценовых, красными – плиоцен-четвертичных перемещений блоков; 2 – глубоководные желоба: МаЖ – Манильский, ФЛЖ – Филиппинский; 3 – досреднемиоценовый желоб Северо-Западного Борнео (СЗБЖ); 4 – границы и наименования бассейнов: БУЖ – бассейн у устья р. Жемчужной, Бсб – суббассейн Баюн, ББ – бассейн пролива Бейбо, КД – бассейн Квиондганган, КР – бассейн Красной Реки, СШ – трог Сиша, ЦГК – Центральная глубоководная котловина, ФХ – бассейн Фу Хань, ТОЗ – террейн Опасные Земли, 5 – оси спрединга; 6 – трансформные разломы; 7–9 – магнитные аномалии (по [35, 37, 38]).

теплового потока [23]. То, что после отмирания оси спрединга продолжается интенсивный вулканизм и сохраняется в связи с этим высокий тепловой поток, является примечательной и до сих пор не объясненной особенностью описываемой котловины.

Бассейн у устья реки Жемчужной располагается в северо-западной части Южно-Китайского моря, в районе шельфа и континентального склона. Протяженность бассейна около 900 км при ширине до 300 км, он вытянут в северо-восточном направлении параллельно побережью, располагаясь между островами Хайнань и Тайвань (рис. 10). Бассейн объединяет серию депрессий, преимущественно полуграбенов, объединенных в пояса [101], разделенных поднятиями. Наиболее крупный суббассейн Байюн (рис. 10) содержит залежи нефти и газа и наилучшим образом изучен. Граница Мохо в центре прогиба поднимается

до глубины 18 км, то есть сиалическая кора утонена здесь до нескольких километров, а местами полностью отсутствует [93]. Мощность осадков в наиболее погруженной части депрессии составляет около 14 км, они представлены почти нацело терригенными породами дельты р. Жемчужной. Лишь в подошве миоцена выявлен горизонт рифовых известняков. Выделяется три фазы рифтинга – палеоцен-среднеэоценовая, раннеолигоценовая и позднеолигоценовая [93, 94]. Эти фазы характеризуются активностью синсидиментационных сбросов, простирающихся на СВ вдоль бассейна и наклоненных преимущественно в направлении центра прогиба [96, 97]. Вышележащие отложения накапливались в стадию пострифтового погружения (30 млн лет – н.в.).

Бассейны пролива Бейбо (Beibo Gulf) и Квиондганган (Qiondongnan) примыкают с юго-запада к

бассейну у устья р. Жемчужной, располагаясь северо-западнее и юго-восточнее о. Хайнань. Бассейны представляют собой серию грабенов ВСВ простирания, заложившихся в палеоцене (бассейн пролива Бейбо) и среднем эоцене (бассейн Квиондонгнан) [50]. Оба бассейна «срезаются» на юго-западе зоной разлома Красной Реки и приуроченным к нему одноименным осадочным бассейном. В процессе развития бассейна Квиондонгнан выделяется рифтогенная стадия (средний эоцен–ранний миоцен, 40.4–20.4 млн лет) и стадия пострифтового погружения (от раннего миоцена до настоящего времени). Рифтогенез в обоих случаях происходил без сдвиговой компоненты перемещений. Контролирующие седиментацию сбросы в плане выделяются в виде коротких, не всегда соединяющихся изогнутых участков при общем ясно выраженном ВСВ простирании (рис. 11). Бассейны выполнены аллювиальными, озерными, дельтовыми и морскими мелководными терригенными отложениями. В наиболее погруженных участках грабенов мощность отложений рифтогенной стадии достигает 10 км, а пострифтовой – 8 км [50].

Трог Сиша (Xisha) расположен между о. Хайнань и Парасельскими островами (рис. 10) и образован серией вложенных друг в друга грабенов в целом восточного и ВСВ (60–70°) простирания. Глубина дна трога в его осевой части достигает 2.5 км. Континентальная кора утонена здесь до 10 км на фоне 25–30 км в бортах трога. Поверхность Мохо в осевой части поднята до глубины 18 км. Трог заполнен палеоцен-четвертичными отложениями мощностью от 1.5 до 8 тыс. м. К синрифтовым образованиям отнесена только палеогеновая часть разреза, а более молодые отложения считаются пострифтовыми [84].

Террейн Опасные Земли (Dangerous Grounds) окаймляет с юго-востока глубоководную котловину Южно-Китайского моря, ограничен на юге континентальными массивами островов Борнео и Палаван (рис. 10) и представляет собой блок континентальной коры, нарушенный многочисленными структурами растяжения – грабенами и полуграбенами [40, 100]. Относительно менее нарушенный участок располагается на северо-восточном окончании террейна (банка Рид и одноименный остров). Глубина моря колеблется от первых десятков до 3000 м. Грабены и полуграбены шириною в десятки километров ограничены сбросами северо-восточного (в среднем 50°) простирания, приблизительно параллельными оси спрединга прилегающей глубоководной котловины. Мощность осадков в наиболее погруженных структурах достигает 2400 м, они представлены главным образом прибрежно-морскими терригенными порода-

ми, реже известняками, которые до миоцена (иногда в ассоциации с доломитами) относят к платформенным, а с миоцена фиксируются в виде рифовых построек [41]. Докайнозойские породы фундамента обнаружены при дражировании и бурении отдельных скважин, они представлены палеозойскими и мезозойскими осадочными породами и гранитами, а также слюдитыми кристаллическими сланцами, гнейсами и мигматитами [53, 62]. Считается, что этот фундамент является прямым продолжением континентальной окраины Азии, переработанной в ходе Яньшаньской орогении [53]. Вдоль юго-восточной границы террейна прослежен относительно глубоководный трог Северо-Западного Борнео, продолжающийся на северо-восток параллельно о. Палаван. Досреднемиоценовые осадки в этом трог влечены в погружение под о. Борнео по системе надвигов [41]. Выявлено два этапа рифтогенеза: ранний (палеоцен–эоцен), до начала спрединга глубоководной котловины, и поздний (поздний эоцен–ранний миоцен), синхронный этому спредингу [41]. Прекращение рифтинга фиксируется в раннем миоцене (15–20 млн лет), оно происходило параллельно с прекращением спрединга в глубоководной котловине. Слабо нарушенные нижне-среднемиоценовые и более поздние образования порою значительной (местами до 1 км) мощности перекрывают рифтовые структуры с размывом и угловым несогласием. Также с размывом и угловым несогласием они перекрывают полосу пологопадающих на юг надвигов Северо-Западного Борнео [41]. Вполне вероятно, что в процессе спрединга в глубоководной котловине ее юго-восточное ограничение совместно с прилегающими структурами террейна Опасные Земли перемещалось в юго-восточном направлении. Эти перемещения, по-видимому, частично компенсировались погружением террейна под континентальный блок о. Борнео.

Бассейн Красной Реки (Red River Basin) располагается на подводном продолжении одноименной системы разломов, которая является одной из крупнейших дизъюнктивных структур Юго-Восточной Азии. Она прослеживается в юго-восточном направлении от Тибета до побережья Южно-Китайского моря на расстояние около 1000 км, разделяя Южно-Китайский и Индосинийский блоки (рис. 10). В связи с продолжающейся до настоящего времени Индо-Евразийской коллизией сдвиговые дислокации вдоль системы разломов Красной Реки много лет являются объектом пристального всестороннего изучения. В частности, установлено, что движения вдоль разломов имели разнонаправленный характер – в эоцене–раннем миоцене происходили левосторонние смещения с амплитудами, по некоторым оценкам,

более 500 км [64]. Предполагается, что первопричина этих смещений связана с началом Индо-Евразийской коллизии и вращением Индо-Синийского блока по часовой стрелке [51, 90]. Для промежутка времени от 16 до 5 млн лет предполагается некоторый спад тектонической активности [64], а в плиоцен-четвертичное время (5–0 млн лет) активизировались уже правосторонние движения с амплитудами, по разным оценкам, от 20 до 57 км [33, 58, 64, 80]. Система разломов Красной Реки сейсмоактивна до настоящего времени [33], отлично видна на космических снимках, а правосторонние смещения фиксируются и реконструируются по разобщениям геоморфологических границ – конусов выноса, надпойменных террас и т.п. [80, 102]. Современные движения геоблоков прослеживаются по данным GPS-наблюдений [47].

На территории Северного Вьетнама система представлена серией субпараллельных разломов, прослеженных на расстояние около 200 км при ширине 20–50 км от границы с Китаем вдоль долины реки Красной вплоть до ее устья. Юго-восточнее г. Вьетчи разломы перекрыты плиоцен-четвертичными осадочными отложениями дельты р. Красной, которые фиксируют северо-западное клиновидное окончание кайнозойского осадочного бассейна Красной Реки [77]. Далее на юго-восток, уже в акватории Южно-Китайского моря, бассейн, имеющий линзовидную форму, прослеживается между о. Хайнань и побережьем Вьетнама на расстояние около 800 км при ширине до 160 км. Дуговидный участок сопряжения разломов системы Красной Реки с Восточно-Вьетнамским Граничным разломом меридионального простирания являлся, по-видимому, местом сосредоточения присдвигового растяжения, которое, судя по геометрии бассейна, могло происходить как при левых, так и при правых перемещениях.

Бассейн Красной Реки, выполнен континентальными, частично дельтовыми и прибрежно-морскими терригенными отложениями мощностью, превышающей порою 17000 м [39, 79], накапливавшимися с эоцена по настоящее время. Начало заполнения бассейна происходило после 45 млн лет назад (средний или поздний эоцен), наиболее интенсивное погружение – в интервале 35–20 млн лет назад (олигоцен–ранний миоцен). Сдвиговые смещения, как и заполнение грабенов, происходили отнюдь не равномерно, о чем свидетельствуют установленные на сейсмограммах неоднократные эпизоды складчатых деформаций, сопровождающихся размывами и угловыми несогласиями. Наиболее четко проявлены угловые несогласия в раннем олигоцене (около 32 млн лет назад), в раннем-среднем миоцене (около 15.5 млн лет назад), в позднем миоцене (10 млн лет назад) и в позднем плиоцене

(около 5 млн лет назад) [45, 75, 79]. Последнее несогласие фиксирует, по-видимому, локальную инверсию, связанную со сменой знака перемещений (переходом от левосторонних к правосторонним) вдоль материнских сдвигов [45]. Далее вплоть до настоящего времени происходило накопление завершающей порции слабо деформированных терригенных отложений мощностью до 2000 м [76, 77].

Бассейн Фу Хань (Phu Khanh) прослежен в меридиональном направлении на расстояние 500 км вдоль шельфа Восточного Вьетнама в 30–40 км от береговой линии (рис. 10). Этот бассейн также является присдвиговым (pull-apart basin), формировавшимся при левосторонних перемещениях вдоль меридионального Восточно-Вьетнамского Граничного разлома [45, 82]. Погружения акустического фундамента (до 8000 м) располагаются на участках разветвлений и сочленений этого разлома с разломами меньшего ранга, имеющими широтное и северо-западное простирания. Эоцен-олигоценные отложения представлены терригенными отложениями континентальных и прибрежно-морских фаций [44].

В подошве верхнего олигоцена (около 28 млн лет назад) установлено угловое несогласие – свидетельство локальной инверсии. Миоценовые также прибрежно-морские и континентальные отложения с линзами известняков, а также базальтовых вулканитов, перекрывают отложения олигоцена с размывом и угловым несогласием. Угловые несогласия установлены также в нижнем (16–18 млн лет назад) миоцене, а также в подошве (около 10 млн лет назад) и кровле (5 млн лет назад) верхнего миоцена. Плиоцен-четвертичные образования представлены базальтовыми вулканитами с фациальными переходами в континентальные и прибрежно-морские терригенные отложения [44].

Главные этапы формирования кайнозойских структур Южно-Китайского моря

Накопленные к настоящему времени данные, частично приведенные выше, о строении и динамике формирования структур Южно-Китайского моря позволяют наметить главные этапы рифтогенеза в процессе его формирования. При этом установлены некоторые различия в сценариях развития бассейнов основной части моря и бассейнов, связанных со сдвиговыми перемещениями вдоль системы разломов Красной Реки и Восточно-Вьетнамским граничным разломом.

Бассейны основной части Южно-Китайского моря

Палеоцен (?)–ранний эоцен (50–37 млн лет назад) выявлен в подошве кайнозоя в бассейне приустьевой

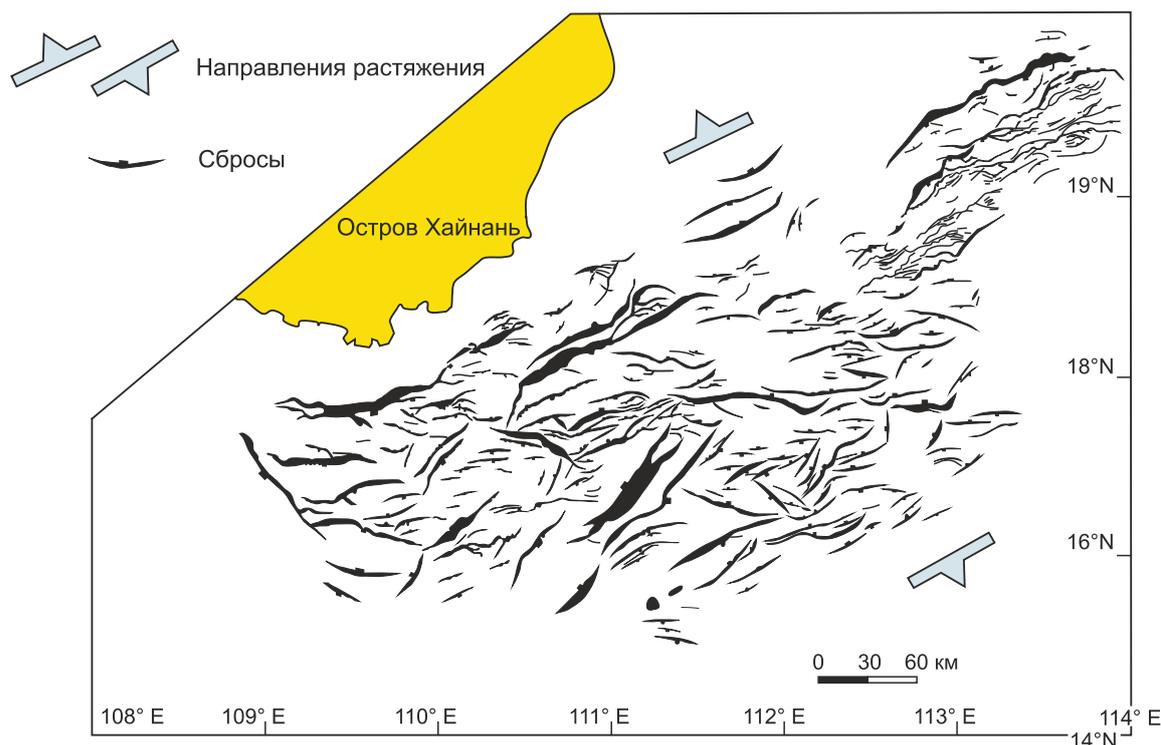


Рис. 11. Морфология конседиментационных сбросов, выявленных в бассейне Квионгдангнан при интерпретации густой сети сейсмических профилей, по [50], упрощено и адаптировано.

части р. Жемчужная, бассейна Пролива Бейбо (северо-западный шельф), а также в грабенах и полуграбенах террейна Опасные Земли в юго-восточной части Южно-Китайского моря. Отложения представлены почти исключительно континентальными и прибрежно-морскими фациями. Рифтогенез происходил в обстановке северо-восточного ($50\text{--}70^\circ$) регионального сжатия, о чем свидетельствует сеть многочисленных сбросов, ориентированных в этом же направлении и ограничивающих структуры растяжения – грабены и полуграбены. Примечательно, что вдоль этих сбросов сдвиговая компонента перемещений практически не выявлена (рис. 11). В целом же можно считать, что седиментация в течение этого этапа происходила в обстановке пассивного рифтогенеза.

Средний эоцен–ранний миоцен (37–16 млн лет назад) – этап активного рифтогенеза, время формирования новообразованной океанической коры Центральной котловины Южно-Китайского моря. Растяжение литосферы, связанное, как предполагается, с внедрением мантийного диапира, реализовалось, по-видимому, с использованием предшествующих структур растяжения, в связи с чем ось спрединга ориентирована в том же направлении, что и простираения сбросов ранней генерации. В окружающих котловину участках (бассейны Пролива Бейбо, Квионгдонгнан, трог Сиша,

террейн Опасные Земли) интенсивность рифтогенеза сохраняется на высоком уровне, вплоть до состояния, близкого к разрыву континентальной коры.

Ранний миоцен–настоящее время (16–0 млн лет назад) – прекращение рифтогенеза, стадия пострифтового погружения.

Таким образом, основная часть Южно-Китайского моря в палеоцене–нижнем миоцене представляет собой в целом область тотального растяжения, зажатую между двумя структурами сжатия меридионального простираения – Восточно-Вьетнамским Граничным разломом с запада и Манильским желобом и Филиппинской дугой с востока. Северо-восточное направление сжатия, реконструированное по ориентировкам оси спрединга в глубоководной котловине и сбросов и систем сбросов в ее обрамлении, определяет правостороннюю компоненту перемещений вдоль Манильского желоба, чего пока не установлено. С учетом того, что субдукция вдоль этого желоба началась в среднем миоцене [78], можно предполагать, что в предшествующие периоды восточной границей Южно-Китайского моря являлся крупный правосторонний сдвиг (рис. 12), располагавшийся, вероятно, восточнее современного расположения Манильского трога. Если это так, основную часть Южно-Китайского моря следует считать структурой

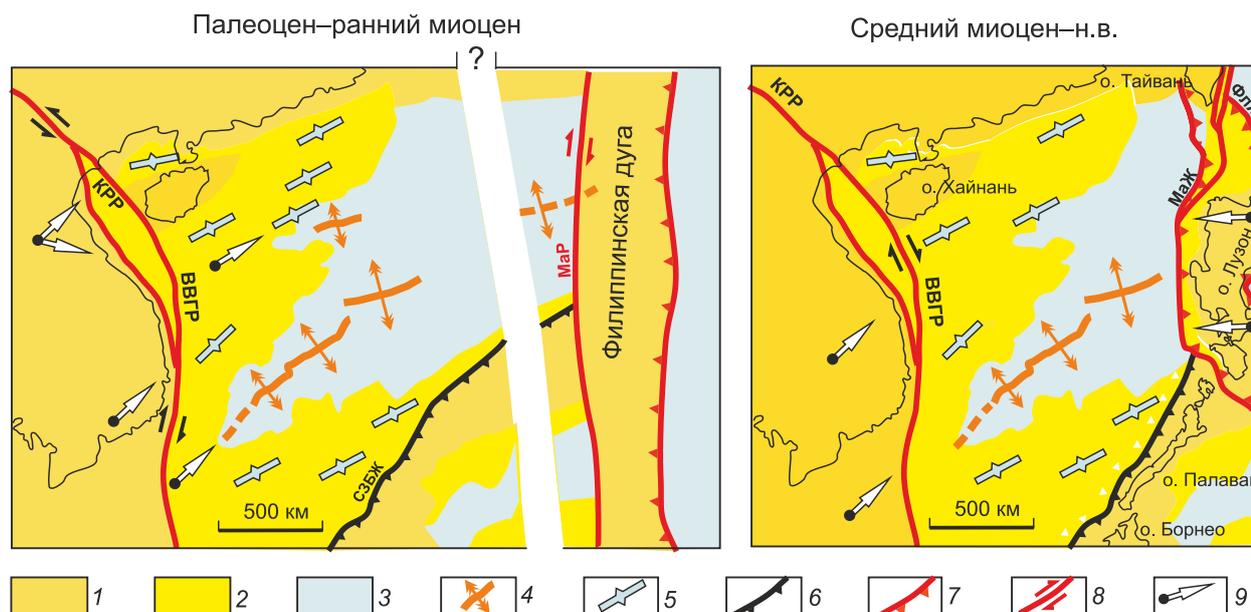


Рис. 12. Динамика формирования бассейнов Южно-Китайского моря (пояснения в тексте).

1–2 – области развития континентальной коры: 1 – относительно монолитной, 2 – значительно нарушенной структурами растяжения; 3 – области развития океанической коры; 4 – оси спрединга; 5 – направления растяжения; 6 – желоб Северо-Западного Борнео; 7 – глубоководные желоба: МаЖ – Манильский, ФлЖ – Филиппинский; 8 – сдвиги (КРР – разлом Красной Реки, ВВГР – Восточно-Вьетнамский Граничный разлом, МаР – Манильский разлом); 9 – направления регионального сжатия.

синсдвигового растяжения (pull-apart basin). Северо-западная граница зоны растяжения основной части Южно-Китайского моря имеет пассивный характер, в то время как юго-восточная сопровождается зоной субдукции под материковую плиту Борнео-Палаван. Эта субдукция прекратилась в раннем миоцене параллельно с прекращением спрединга в глубоководной котловине [41].

Бассейны Красной Реки и Фу Хань

Эти бассейны формировались в связи с крупномасштабными сдвиговыми перемещениями вдоль системы разломов Красной Реки и Восточно-Вьетнамского Граничного разлома, то есть их формирование происходило в обстановке пассивного рифтогенеза. Структуры растяжения (pull-apart basins) формировались на участке изгиба сдвигов или на участках их сочленений с разломами других направлений. Накопление осадочной призмы происходило неравномерно, сопровождалось неоднократными деформациями, что, вероятно, связано с изменениями в интенсивности сдвиговых перемещений. Доминирующие в течение эоцена-миоцена крупномасштабные левосторонние перемещения вдоль контролирующих седиментацию сдвигов могли происходить в поле сжатия, ориентированного в широтном или даже ЗСЗ направлении (рис. 11), что находится в явном противоречии с данными об устойчивом ВСВ-СВ направлении сжа-

тия, господствовавшего на основной части Южно-Китайского, да и в остальных описанных выше окраинных морях. Предполагается, что такое локальное искажение общего поля напряжений связано с тем, что в ходе Индо-Евразийской коллизии происходило самостоятельное вращение Индо-Китайского блока по часовой стрелке при деформациях вдоль восточной границы Индийского индентора в процессе его внедрения (протрузии) в край Евразийского континента [79, 90].

ОБСУЖДЕНИЕ

1. Корреляция главных тектонических событий при формировании кайнозойских окраинных бассейнов Северо-Западной Пацифики. При сопоставлении датировок смен тектонических обстановок при заложении и последующем развитии некоторых кайнозойских бассейнов Северо-Западной Пацифики намечается ряд эпизодов со сходным развитием бассейнов, располагающихся достаточно далеко друг от друга. Так, во многом однотипно развитие Курильской котловины и трога Окинава, характеризующиеся пассивной фазой рифтинга в олигоцене–миоцене, сменяющейся активной фазой в последние миллионы лет (рис. 13). В это же время (около 2 млн лет назад) в обрамлении Японского моря происходит переход от обстановки растяжения к режиму сжатия. Около 15 млн лет назад, практически одновременно, закон-

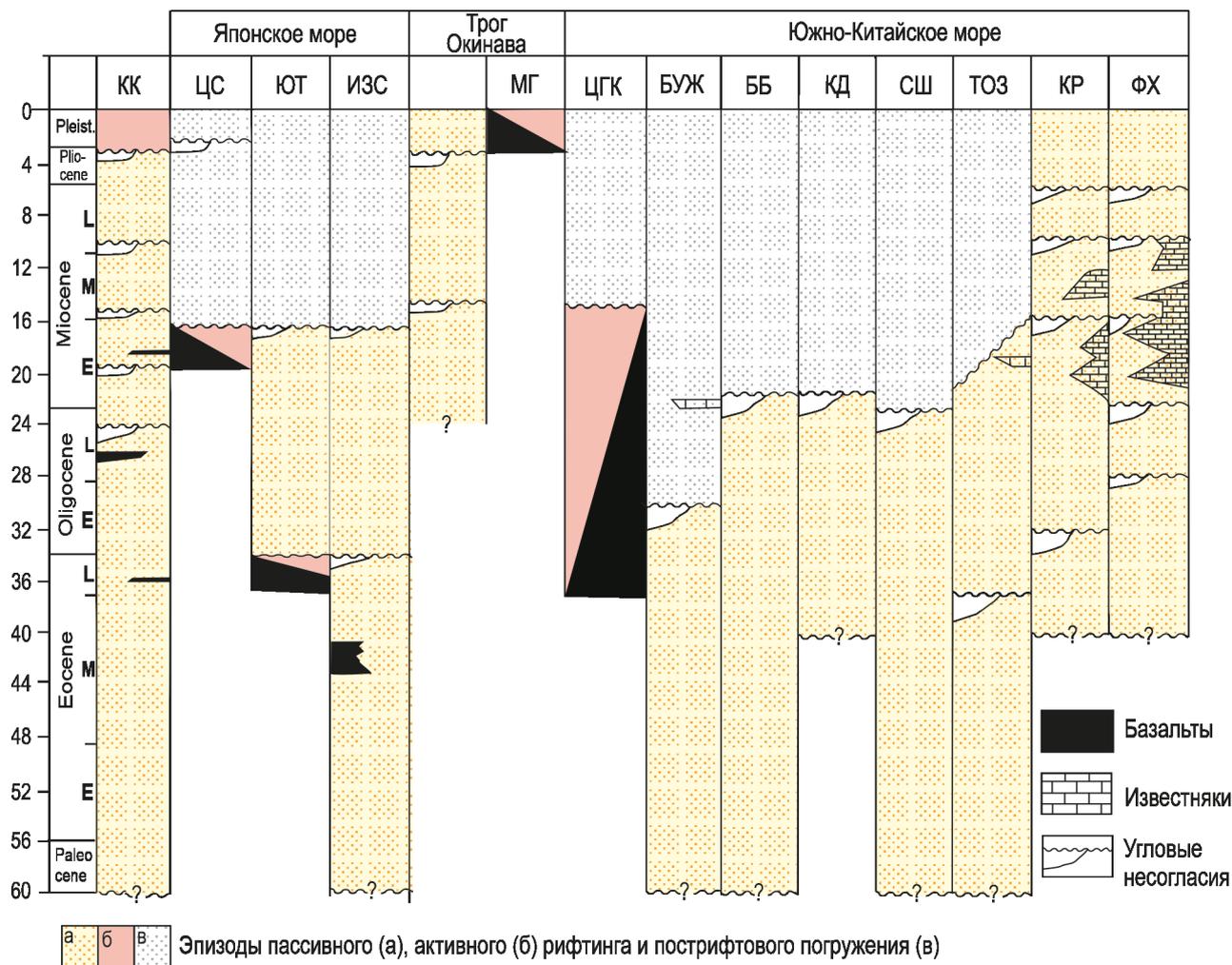


Рис. 13. Корреляция главных тектонических событий при формировании окраинных бассейнов Северо-Западной Пацифики.

Глубоководные котловины: КК – Курильская; ЦС – Цусимская, Японская и Ямато; осадочные бассейны: ЮТ – Южно-Татарский, ИЗС – Исикари-Западно-Сахалинский; МГ – микрограбены трога Окинава; ЦГК – Центральная глубоководная котловина; БУЖ – бассейн у устья реки Жемчужной; ББ – бассейн пролива Бейбу; КД – бассейн Квионгдангнан; СШ – трог Сиша; ТОЗ – террейн Опасные Земли; КР – бассейн Красной Реки; ФХ – бассейн Фу Хань.

чился период активного рифтинга при формировании глубоководных котловин Японского моря и Центральной котловины Южно-Китайского моря. В этот же период времени отмечаются угловые несогласия в трого Окинава и в бассейнах Красной Реки и Фу Хань. В бассейнах основной части Южно-Китайского моря переход от пассивного рифтинга в стадию пострифтового погружения оказался растянутым во времени – от 30 до 16 млн лет назад. Начало спрединга в Южно-Китайском море четко коррелирует с началом второй фазы рифтинга в террейне Опасные Земли и, возможно, с началом рифтогенеза в бассейнах Квионгдонгнан и бассейнов Красной Реки и Фу Хань (поздний эоцен, около 37 млн лет назад). Начало формирования ряда бассейнов датируется палеоценом, но

эта дата требует уточнения, поскольку она обоснована лишь данными сейсмостратиграфии и в редких случаях – результатами изучения флористических остатков, дающих широкие интервалы возраста. Примечательно, что при всех различиях в структурном отношении главные тектонические перестройки при формировании бассейна Красной Реки и бассейнов Японского моря происходили практически одновременно [9].

2. Ориентировки регионального стресса при формировании кайнозойских окраинных бассейнов Северо-Западной Пацифики. Общей весьма примечательной особенностью описываемых бассейнов является то, что на всем протяжении окраины – от Охотского до Южно-Китайского морей – рифтогенез происходил в обстановке одного, северо-восточного

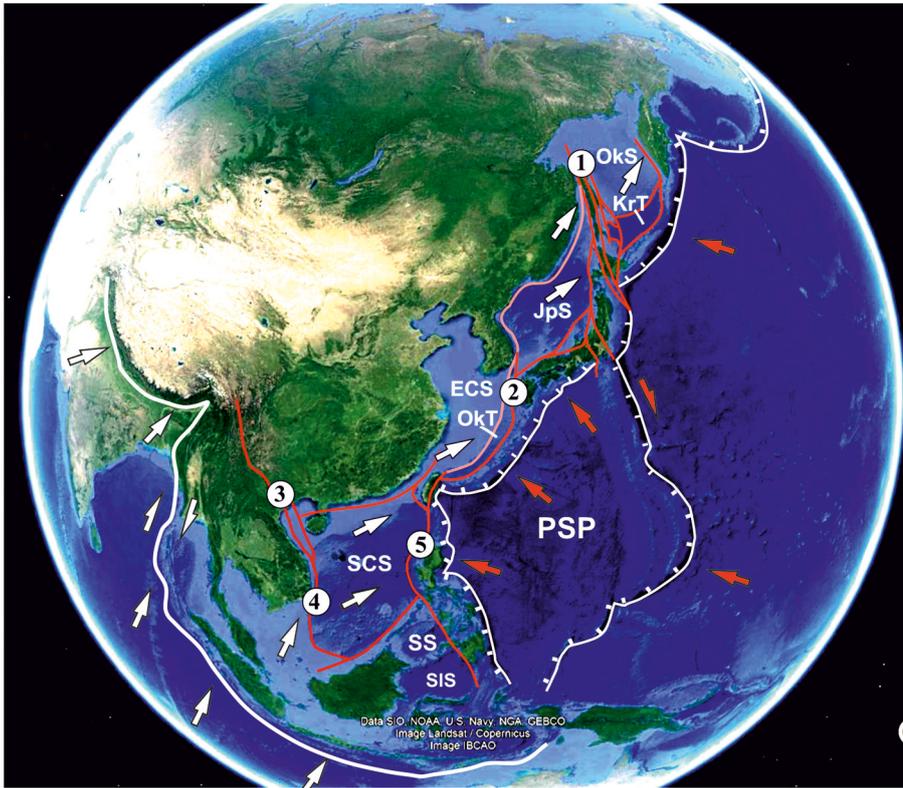


Рис. 14. Направления регионального сжатия вдоль восточной, юго-восточной и южной окраин Евразии в кайнозойское время.

Белые стрелки – направления сжатия, связанного со спредингом в Индийском океане. Красные стрелки – направления сжатия, связанного с перемещениями плит Тихого океана. Остальные обозначения см. на рис. 1.

(с отклонениями до восток-северо-восточного и широтного) регионального поля сжатия. Это направление сжатия определяет правосторонние перемещения вдоль разрывов меридионального и ССВ простираия и структуры растяжения – рифтогенные бассейны СВ и ВСВ простираия (рис. 14). Эти явления в настоящее время считаются удаленным эффектом Индо-Евразийской коллизии [6, 28, 29, 95, 98 и др.]. Однако сама эта коллизия не может являться причиной значительных горизонтальных перемещений, поскольку земная кора отнюдь не является абсолютно жестким телом и в ней невозможна прямая передача сжимающих напряжений на расстояния в тысячи километров. Рассматриваемые перемещения, как и коллизия, являются, по-видимому, отражением конвективных верхнемантийных течений, направленных в обе стороны от спредингового хребта Индийского океана [36] и несущих на себе в той или иной мере деформированные в процессе транспортировки фрагменты плит. Вдоль границ этого потока и менее подвижной литосферы можно предполагать существование горизонтальных срывов, движения по которым в вышележащем слое отразились в комплексе хрупких деформаций, в том числе – появлении и развитии сдвиговых и раздвиговых (сбросовых) систем разломов. В зоне субдукции на глубинах 400–600 км наблюдаются ступенчатые изломы слэбов, их резкие выполаживания,

как это отчетливо видно на сейсмотомографических разрезах [81]. Одним из вероятных объяснений появления этих изломов могут оказаться чисто механические деформации при перемещении на СВ более глубоких горизонтов мантии (рис. 15). Активизация предполагаемых течений происходила, по-видимому, пульсообразно, чередуясь с эпизодами относительно покоя одновременно на всем протяжении потока (по мнению Уоррела и др. [95] – вплоть до Аляски), что объясняет одновременную активизацию однотипных сдвиговых и сбросовых дислокаций на значительно удаленных друг от друга участках (см. выше).

3. Субдукция и рифтогенез в окраинных морях Западной Пацифики. В настоящее время можно считать установленным что все многообразие структур юрского, мелового и палеоценового времени является результатом конвергентного взаимодействия чрезвычайно мобильной океанической плиты Изагаги с относительно малоподвижной восточной окраиной Азии. В ходе перемещений океанических плит от спредингового хребта в северо-западном направлении вдоль границ с континентом происходила либо субдукция, либо трансформные скольжения – в зависимости от угла встречи сталкивавшихся плит. На участках трансформного скольжения определяющее значение для структурообразования и магматизма имели крупномасштабные левосторонние перемеще-

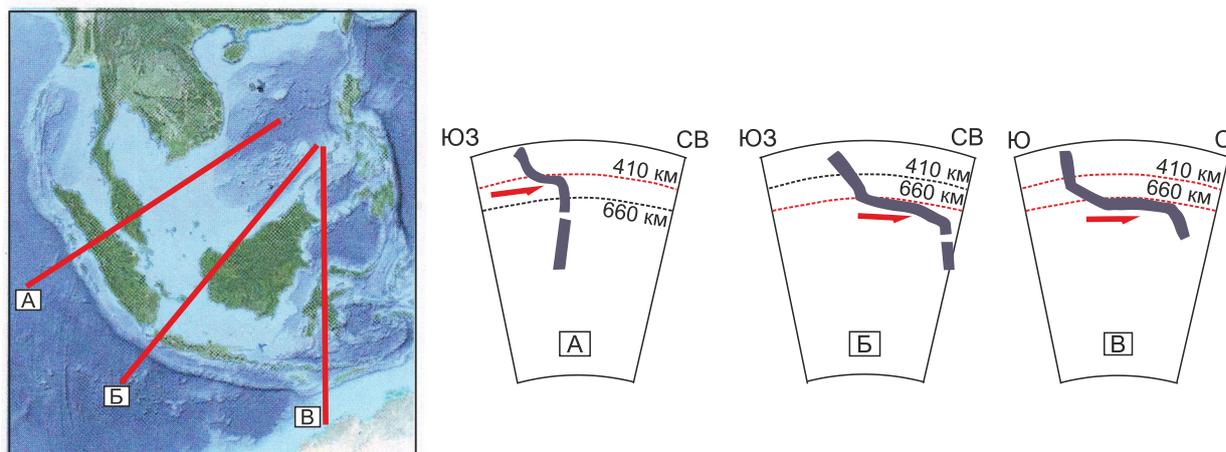


Рис. 15. Зондская зона субдукции на сейсмотомографических разрезах, по [81], модифицировано.

Красные стрелки – направления движения мантийных потоков.

ния вдоль систем сдвигов север-северо-восточного и меридионального простирания [6]. В верхнем палеоцене–начале эоцена (около 55 млн лет назад) ситуация иная – в обстановке резко изменившегося направления регионального сжатия (от северо-западного до северо-восточного и восток-северо-восточного) вдоль тех же систем сдвигов происходили уже правосторонние перемещения. Эти перемещения, с которыми связан рифтогенез окраинных бассейнов, происходили близко-одновременно с возникновением Индийского палеоокеана с новообразованным центром спрединга и астеносферными течениями, направленными в обе стороны от спредингового хребта [36]. Связанный с этими течениями дрейф на ССВ Индийской, Австралийской и Евразийской плит не обнаруживает какой-либо связи с процессами субдукции со стороны прилегающих плит Палеопацифики, продолжающих перемещаться в СЗ направлении вплоть до настоящего времени [42]. Проявления современного известково-щелочного надсубдукционного вулканизма сосредоточены вдоль узкой полосы фронтальных частей островных дуг Западной Пацифики, в то время как в задуговой области вулканизм преимущественно базальтовый, значительно отличающийся от островодужного по своим геохимическим характеристикам и относимый некоторыми исследователями к группе рифтогенных [21, 28].

ВЫВОДЫ

1. Предположение о том, что рифтогенез всегда начинается с пассивной фазы и лишь иногда прерывается эпизодами активного рифтинга [13, 19] получило полное подтверждение на примерах впадин окраинных морей Западной Пацифики.

2. Рифтогенез в окраинных бассейнах Западной Пацифики происходил в обстановке СВ и ССВ направлений горизонтального сжатия с формированием либо цепочки присдвиговых впадин (pull-apart basins), либо полей рассеянного рифтинга между крупными сдвигами (основная часть Южно-Китайского моря).

3. СВ и ССВ направления горизонтального сжатия связано, по-видимому, с конвективными верхнемантийными течениями со стороны спредингового хребта Индийского океана и несущими на себе в той или иной мере деформированные в процессе транспортировки фрагменты плит.

4. Окраинные бассейны Западной Пацифики формировались без заметного влияния субдукции со стороны Тихого океана и, соответственно, называть их задуговыми можно только по географическим признакам.

Благодарности: Исследования выполнены в рамках совместного проекта ДВГИ ДВО РАН и Института морской геологии и геофизики Вьетнамской Академии Наук и Технологий «Кайнозойский тектогенез и динамическое влияние зоны разломов Красной Реки на юго-западном побережье Тонкинского залива» (код QTRU02.03/20-21), а также гранта Вьетнамской Академии Наук и Технологий (код ЁЛТЕ00.09/22-23). Авторы искренне благодарны академику Чау Ван Мину – президенту ВАИТ и академику В.И. Сергиенко за их моральную и финансовую поддержку.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баранов Б.В., Дозорова К.А., Карп Б.Я., Карнаух В.А. Геометрия раскрытия Курильской котловины // Докл. АН. 1999. Т. 367, № 3. С. 376–379.
2. Безверхний В.Л., Горовая М.Т., Маркевич В.С., Плет-

- нев С.П., Набиуллин А.А. О возрасте Курильской глубоководной котловины // Докл. АН. 2003. Т. 391, № 5. С. 655–659.
3. Берсенев И.И., Леликов Е.П., Безверхний В.Л., Ващенко Н.Г., Съедин В.Г., Терехов Е.П., Цой И.Б. Геология дна Японского моря. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. 140 с.
 4. Геологическая карта дна Японского моря / Ред. И.И. Берсенев, Л.И. Красный. Л.: ВСЕГЕИ, 19845.
 5. Гладенков Ю.Б., Баженова О.К., Гречин В.И., Маргулис Л.С., Сальников Б.А. Кайнозой Сахалина и его нефтегазоносность. М.: ГЕОС, 2002. 225 с.
 6. Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2006. 239 с.
 7. Голозубов В.В., Микловда С.В., Ли, Донг-У, Павлюткин Б.И., Касаткин С.А. Динамика формирования кайнозойской Угловской впадины (Южное Приморье) // Тихоокеан. геология. 2007. № 4. С. 22–33.
 8. Голозубов В.В., Касаткин С.А., Гранник В.М., Нечаюк А.Е. Деформации поздне меловых и кайнозойских комплексов Западно-Сахалинского террейна // Геотектоника, 2012. № 5. С. 1–21.
 9. Голозубов В.В., Фать, Ф. В. Динамика формирования кайнозойских бассейнов западной окраины Тихого океана // Тектоника складчатых поясов Евразии: сходство, различие, характерные черты новейшего горообразования, региональные обобщения: Материалы XLVI тектонического совещания. Т. 1. М: ГЕОС, 2014. С. 74–78.
 10. Голозубов В.В., Касаткин С.А., Малиновский А.И., Нечаюк А.Е., Гранник В.М. Дислокации меловых и кайнозойских комплексов северной части Западно-Сахалинского террейна // Геотектоника. 2016. № 4. С. 105–120.
 11. Голозубов В.В., Касаткин С.А., Йокояма К., Цуцуми Ю, Кийокава Ш. Миоценовые дислокации при формировании впадины Японского моря (на примере о. Цусима) // Геотектоника. 2017. № 4. С. 83–100.
 12. Голозубов В.В., Желдак М.В., Крук Н.Н., Касаткин С.А., Эпизоды аномально высокой интенсивности тектонических дислокаций // Тихоокеан. геология. 2019. № 1. С. 3–12.
 13. Гончаров М.А. Пассивный и активный рифтогенез: не противопоставление, а эволюционный переход от одного к другому // Тектоника, рудные месторождения и глубинное строение земной коры. Екатеринбург: Ин-т геологии и геохимии УрО РАН, 2011. С. 54–57.
 14. Жаров А.Э., Кириллова Г.Л., Маргулис Л.С., Чуйко Л.С., Куделькин В.В., Варнавский В.Н., Гагиев В.И. Геология, геодинамика и перспективы нефтегазоносности осадочных бассейнов Татарского пролива. Владивосток: ДВО РАН, 2004. 220 с.
 15. Ким Ч.У., Михайлов В.И., Сен Р.С., Семенова Е.П. Невельское землетрясение 02.08.2007: анализ инструментальных данных // Тихоокеан. геология. 2009. Т. 28, № 5. С. 4–15.
 16. Кропоткин П.Н., Шахварстова К.А. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1965. 358 с.
 17. Куделькин В.В., Савицкий В.О., Карпей Т.И., Болдырева В.П. Структура и эволюция осадочного чехла присахалинского обрамления Южно-Охотской котловины // Тихоокеан. геология. 1986. №.4. С. 3–14.
 18. Кулаков И.Ю., Добрецов Н.Л., Бушенкова Н.А., Яковлев А.В. Форма слэбов в зонах субдукции под Курило-Камчатской и Алеутской дугами по данным региональной томографии // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 6. С. 830–851.
 19. Леонов Ю.Г. Континентальный рифтогенез: современные представления, проблемы и решения // Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Научный мир, 2001. С. 155–173.
 20. Логачев Н.А. Главные структурные черты и геодинамика Байкальской рифтовой зоны // Физическая мезомеханика. 1999. № 2. С. 163–170.
 21. Мартынов Ю.А. Геохимия базальтов активных континентальных окраин и зрелых островных дуг на примере северо-западной Пацифики. Владивосток: Дальнаука, 1999. 218 с.
 22. Павлюткин Б.И., Голозубов В.В. Палеоботанические свидетельства времени формирования Японского моря // Вестн. КРАУНЦ. Науки о земле. 2010. № 3. С. 19–23.
 23. Родников А.Г., Забаринская Л.П., Рашидов В.А., Сергеева Н.А, Нисилевич М.В. Глубинное строение континентальных окраин региона Южно-Китайского моря // Вестн. КРАУНЦ. Науки о Земле. 2011. № 2. С. 52–72.
 24. Рождественский В.С. О сдвиговых смещениях вдоль зоны Тымь-Поронайского разлома на о. Сахалин // Докл. АН СССР. 1976. Т. 230, № 3. С. 678–680.
 25. Рождественский В.С. Роль сдвигов в структуре Сахалина // Геотектоника. 1982. № 4. С. 99–111.
 26. Тарарин И.А. Геологическое строение и модель формирования Курильской глубоководной впадины Охотского моря // Тихоокеанский рудный пояс: Материалы новых исследований. Владивосток: Дальнаука, 2008. С. 308–320.
 27. Тектоническая карта Охотоморского региона. 1:2 500 000 / Ред. Н.А. Богданов, В.Е. Хаин. Ин-т литосферы РАН. М.: Федеральная служба геодезии и картографии, 2000.
 28. Филатова Н.И. Кайнозойские зоны растяжения в континентальном обрамлении Японского моря // Геотектоника. 2004. № 6. С. 67–88.
 29. Филатова Н.И. Этапы геодинамических перестроек восточной окраины Евразийского континента в кайнозойе (Амурско-Охотоморский регион) // Докл. АН. 2006. Т. 409, № 1. С. 94–99.
 30. Филатова Н.И., Родников А.Г. Охотоморский геотраверс: тектономагматическая эволюция кайнозойских структур растяжения в контексте их глубинного строения // Докл. АН. 2006. Т. 411, № 3. С. 47–53.
 31. Харахинов В.В. Охотоморская плита // Объясн. зап. к тектонической карте Охотоморского региона. 1:2 500 000. М.: Ин-т литосферы РАН, 2000. С. 71–81.
 32. Харахинов В.В. Нефтегазовая геология Сахалинского региона. М: Научный мир, 2010. 276 с.
 33. Allen C.R., Gillespie A.R., Yuan H., Sieh K., Zhang B., Zhu C. Red River and associated faults, Yunnan Province, China: Quaternary geology, slip rates, and seismic hazard // Geol. Soc. Amer. Bull. 1984. V. 95. P. 686–700.
 34. Arai R., Kodaira S., Takahashi T., Miura S., Kaneda Y. Seismic evidence for arc sedimentation, active magmatic intrusions and syn-rift fault system in the northern Ryukyu volcanic arc // Earth, Planets and Space. 2018. 70. N 61.
 35. Barkhausen U., Roser H.A. Seafloor spreading anomalies in the

- South China Sea revised / P.D. Clift (ed.) // *Continent-ocean Interactions in the East Asian Marginal Seas*. 2004. V. 149. Washington, D.C. AGU. P. 121–125.
36. Becker T. W., C. Faccenna. Mantle conveyor beneath the Tethyan collisional belt // *Earth Planet Sci. Lett.* 2011. 310. P. 453–461.
 37. Brias A., Patriat P., Tapponier P. Update interpretation of magnetic anomalies and reconstruction of the South China basin: implication for the Tertiary evolution of Southeast Asia // *J. Geophys. Res.* 1993. V. 98. P. 629–6328.
 38. Brias A., Tapponier P., Leloup H. Seafloor spreading in the East Vietnam/South China Sea: A revive // *Proceeding the second National Scientific Conference on Marine Geology*. Hanoi, 2013. P. 87–92.
 39. Clift P.D., Zhen Sun Z. The sedimentary and tectonic evolution of the Yinggehai–Song Hong basin and the southern Hainan margin, South China Sea: Implications for Tibetan uplift and monsoon intensification // *J. Geophys. Research*. 2006. V. 111. B06405.
 40. Cullen A., Reemst P., Henstraal G., Gozzard S., Ray A. Rifting of the South China Sea: new perspectives // *Petroleum Geosci.* V. 16. 2010. P. 273–282.
 41. Ding W., Franke D., Li J., Steuer S. Seismic stratigraphy and tectonic structure from a composite multi-channel seismic profile across the entire Dangerous Grounds, South China Sea // *Tectonophysics* 582, 2013. P. 162–176.
 42. Engebretson D, Cox A., Gordon R.G. Relative motions between oceanic and continental plates in the northern Pacific basin // *Spec. Pap. Geol. Soc. Am.* 1985. 206. P. 11985.59.
 43. Fournier M., Jolivet L., Huchon P., Sergeev K., & Oskorbin L.S. Neogene strike-slip faulting in Sakhalin and the Japan Sea opening // *J. Geophys. Research*. 1995. V. 99, N B2. P. 2701–2725.
 44. Fyhn, M. B.W., Boldreel, L.O., & Nielsen, L. H. Geological development of the Central and South Vietnamese margin: Implications for the establishment of the South China Sea, Indochinese escape tectonics and Cenozoic volcanism // *Tectonophysics*. 2009. 478. P. 184–214.
 45. Fyhn, M. B.W. & Phach, P.V. Late Neogene structural inversion around the northern Gulf of Tonkin, Vietnam: Effects from right-lateral displacement across the Red River fault zone // *Tectonics*. 2015. V. 34, Is. 2. P. 290–312.
 46. Geological map 1: 200 000, NI-52-14, 15. Izuhara (Tsushima Island). Compiled by Yamada, N. & Sato, Y. Geological Survey of Japan, 1989.
 47. Gero W.M., Matthias B., Detlef A., Christoph R., Ewald R. Crustal motion in E- and SE-Asia from GPS measurements // *Earth Planets Space*. 2000. V. 52. P. 713–720.
 48. Hirahara Y., Kimura J.-I., Senda R., Miyazaki T., Kawabata H., Takahashi T., Chang Q., Vaglarov B., Sato T., Kodaira S. Geochemical variations in Japan Sea back-arc basin basalts formed by high-temperature adiabatic melting of mantle metasomatized by sediment subduction components // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2015. 16. P. 1324–1347.
 49. Hsu S., Yeh Y., Doo W., Tsai C. New bathymetry and magnetic lineations identifications in the northernmost South China Sea and their tectonic implications // *Marine Geophys. Researches*. 2004. 25. P. 29–44.
 50. Hu B., Wang L., Yan W., Liu S., Cai D., Zhang G., Zhong K., Pei J. Sun B. The tectonic evolution of the Qiongdongnan Basin in the northern margin of the South China Sea // *J. Earth Sci.* 2013. 77. P. 163–182.
 51. Huchon P., Le Pishon X., Rangin C. Indochina Peninsula and the collision of India and Eurasia // *Geology*. 1994. V. 22. P. 27–30.
 52. Huchon P., Nguyen T.N.H., Chamot-Rooke N. Propagation of continent break-up in the south-western South China Sea / R.C. Wilson, R.B. Whitmarsh, B. Taylor, N. Froitzheim (eds). *Non-Volcanic Rifting of Continental Margins: A Comparison of Evidence from Land and Sea* // *Geol. Soc. London: Spec. Publ.* 2001. 187. P. 31–50.
 53. Hutchison C.S. Marginal basin evolution: the southern South China Sea // *Marine and Petroleum Geol.* 2004. 21. P. 1129–1148.
 54. Jolivet L., Huchon P., Rangin C. Tectonic setting of Western Pacific marginal basins // *Tectonophysics*. 1989. 160. P. 23–47.
 55. Jolivet L., Davy P., Cobbold P. Right-lateral shear along the Northwest Pacific Margin and the India-Eurasia Collision // *Tectonics*. 1990. V. 9, Iss. 6. P. 1409–1419.
 56. Jolivet L., Tamaki K. Neogene kinematics in the Japan Sea region and volcanic activity of the northeast Japan Arc // *Proc. Ocean Drill. Program. Sci. Results*. 1992. 127/128. P. 1311–1331.
 57. Karig D.E. Origin and development of marginal basins in the western Pacific // *J. Geophys. Research*. 1971. V. 76, Iss. 11. P. 2533–2802.
 58. Kasatkin S.A., Golozubov V.V., Phach P.V., Anh L.D. Evidences of Cenozoic Strike-Slip Dislocations of the Red River Fault System in Paleozoic Carbonate Strata of Cat Ba Island (Northern Vietnam) // *Russian J. Pacific Geol.* 2014. V. 8, N 3. P. 163–176.
 59. Kawai N, Kume S. Ito H. Study on the magnetisation of the Japanese rocks // *J. Geomagnetism and Geoelectricity*. 1962. 13. P. 150–203.
 60. Kimura G. Collision orogeny at arc-arc junctions in the Japanese Islands // *The Island Arc*. 1996. 5. P. 262–275.
 61. Kimura M. Back-arc rifting in the Okinawa Trough // *Marine and Petroleum Geol.* 1985. V. 2. P. 222–240.
 62. Kudrass H.R., Wiedicke M., Cepek P., Kreuzer H., Mueller P. Mesozoic and Cainozoic rocks dredged from the South China Sea (Reed Bank area) and Sulu Sea and their significance for plate-tectonic reconstructions // *Marine and Petroleum Geol.* 1986. 3. P. 19–30.
 63. Lallemand S., Jolivet L. Japan Sea: A pull-apart basin // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1985. 76. P. 375–389.
 64. Leloup Ph.H., Lacassin R., Tapponier P., Schärer U., Dalai Zh., Xiaohan L., Liangshang Zh., Shaocheng Ji., Trinh Ph.T. The Ailao Shan-Red River shear zone (Yunnan, China), Tertiary transform boundary of Indochina // *Tectonophysics*. 1995. V. 251. P. 3–84.
 65. Letouzey J., Kimura M. The Okinawa Trough^ genesis of a back-arc basin developing along a continental margin // *Tectonophysics*. 1986. V. 125. P. 209–230.
 66. Li C.-F., Lin J., Kulhanek D.K., Williams T., Bao R., Briaia A., Brown E.A., Chen Y., Clift P.D., Colwell F.S., Dadd K.A., Ding W.-W., Hernández-Almeida I., Huang X.-L., Hyun S., Jiang T., Koppers A.A.P., Li Q., Liu C., Liu Q., Liu Z., Nagai R.H., Peleo-Alampay A., Su X., Sun Z., Tejada M.L.G., Trinh H.S., Yeh Y.-C., Zhang C., Zhang F., Zhang G.-L., Zhao X. Expedition 349 summary / C.-F. Li, J. Lin, D.K. Kulhanek

- (Eds.). The Expedition 349 Scientists, Proceedings of the International Ocean Discovery Program, 349: South China Sea Tectonics: College Station, TX (International Ocean Discovery Program). <http://dx.doi.org/10.14379/iodp.proc.349.101.2015>
67. Lobkovsky L.I., Shipilov E.V., Kononov M.V. Upper mantle convection and the mechanism of formation of geostructures of the arctic region // *Doklady Earth Sci.* 2013. 449(1). P. 65–70.
 66. Nakajo T., Funakawa T. Eocene radiolarians from the Lower Formation of the Taishu Group // *J. Geol. Soc. Japan.* 1996. V. 102. P. 751–754 (in Japanese).
 67. Nakajo T., Maejima W. Morpho-dynamic development and facies organization of the Tertiary delta system in the Taishu Group, Tsushima Islands, southwestern Japan // *J. Geol. Soc. Japan.* 1998. V. 104. P. 749–763.
 68. Nakakuki T., Mura E. Dynamics of slab rollback and induced back-arc basin // *Earth and Planetary Sci. Lett.* 2013. V. 161 (1). P. 287–297.
 69. Ninomia T., Shimoyama S., Watanabe K., Horie K., Dunkley D., Shiraishi K. Age of the Taishu Group, southwestern Japan and implications for the origin and evolution of the Japan Sea // *Island Arc.* 2014. 23. P. 206–220.
 70. Nishizawa A., Kaneda K., Oikawa M., Horioishi D., Fujioka Yu., Okada C. Seismic structure of rifting in the Okinawa Trough, an active backarc basin of the Ryukyu (Nansei-Shoto) island arc-trench system // *Earth, Planets and Space.* 2019. 71:21.
 71. Otofujii Y., Matsuda T., Nohda S. Opening mode of the Japan Sea inferred from the paleomagnetism of the Japan arc // *Nature.* 1985. 317. P. 603–604.
 72. Otofujii Y. Large tectonic movement of the Japan Arc in Late Cenozoic times inferred from paleomagnetism: review and synthesis // *The Island Arc.* 1996. 5. P. 229–249.
 73. Park J.O., Tokkuyama H., Shinohara M., Suyehiro K., Taira A. Seismic record of tectonic evolution and back-arc rifting in the southern Ryukyu island arc system // *Tectonophysics.* 1998. 294. P. 21–42.
 74. Pavlyutkin B.I., Yabe A., Golozubov V.V., Simanenko L.F. Miocene floral changes in the Circum-Japan Sea areas – their implications in the climatic changes and the time of Japan sea opening // *Mem. of the National Museum of Nature and Science.* 2016. 51. P. 109–123.
 75. Phach, P.V. Tectonic structure of the Red River Fault Zone // *J. Geol.* 2001. Series B, N 17–18. Hanoi, Vietnam. P. 1–12.
 76. Phach P.V., Chinh V.V. Cenozoic Tectonic activities in Red River Basin and adjacent area // *J. Marine Sci. and Technology.* 2007. V. 3. P. 18–30. (In Vietnamese with abstract in English).
 77. Phach P.V., Lai V.C., Shakirov R.B., Le D.A., Tung D.X. Tectonic activities and evolution of the Red River Delta (North Viet Nam) in the Holocene // *Geotectonics.* 2020. V. 5, Iss. 1. P. 113–129.
 78. Pubellier M., Ali J., Monnier C. Cenozoic Plate interaction of the Australia and Philippine Sea Plates: «hit-and-run» tectonics // *Tectonophysics.* 2003. 363. P. 181–199.
 79. Rangin C., Klein M., Roques D., Le Pishon X., Trong L.V. The Red River fault system in the Tonkin Gulf, Vietnam // *Tectonophysics.* 1995. 243. P. 209–222.
 80. Replumaz A., Lacassin R., Tapponnier P., Leloup P.H., Large river offsets and Plio-Quaternary dextral strike-slip rate on the Red River fault (Yunnan, China) // *J. Geophys. Res.* 2001. 106. B1. P. 819–836.
 81. Replumaz A., Kárasón H., van der Hilst R.D., Besse J., Tapponnier P. 4-D evolution of SE Asia’s mantle from geological reconstructions and seismic tomography // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2004. 221. P. 103–115.
 82. Rooques D., Rangin C., Huchon P. Geometry and sense of motion along the Vietnam continental margin; onshore/offshore Da Nang area // *Bulletin de la Société Géologique de France.* 1997. 168 (4). P. 413–422.
 83. Ruppel C. Extensional processes in continental lithosphere // *J. Geophys. Research.* 1995. V. 100, N B12. P. 24,187–24,215.
 84. Qiu X., Ye S., Wu S., Shi X., Zhou D. Xia K., Flueh E.R. Crustal structure across the Xisha Trough, northwestern South China Sea // *Tectonophysics.* 2001. 341. P. 179–193.
 85. Sakai H., Nishi H. Geologic ages of the Taishu Group and Katsumoto Formation in the Tsushima and Iki islands, off northwest Kyushu on the basis of planktonic foraminifers // *J. Geol. Soc. Japan.* 1990. V. 96. P. 389–392.
 86. Sengör A.M.C., Burke K. Relative timing of rifting and volcanism on Earth and its tectonic implications // *Geophys. Research Lett.* 1978. V. 5, Iss. 6. P. 419–421.
 87. Shin C. Geochemical Study of the Back Arc Tsushima Granite Pluton and Its Comparison to the Other Middle Miocene Granites in Southwest Japan. Thesis (Ph. D. in Science) // University of Tsukuba (Japan), (A). 2008. N 4673. 118 p.
 88. Sibuet J.-D., Deffontaines B., Hsu S.-K., Thareau N., Formal J.-P., et al. Okinawa trough backarc basin: Early tectonic and magmatic evolution // *J. Geophys. Research: Solid Earth,* 1998. V. 103, N B12. P. 30245–30267.
 89. Takahashi M., Saito K. Miocene intra-arc bending at an arc-arc collision zone, central Japan // *The Island Arc.* 1997. 6. P. 168–182.
 90. Tapponier P., Peltzer G., Armijo R., Le Dain, A.-Y., Cobbold P. Propagating extrusion tectonics in Asia: new insights from simple experiments with plastiline // *Geology.* 1982. V. 10. P. 611–616.
 91. Terakawa T., Matsu’ura M. The 3-D tectonic stress fields in and around Japan inverted from centroid moment tensor data of seismic events // *Tectonics.* 2010. V. 29. TC6008.
 92. Viallon C., Huchon P., Barrier E. Opening of the Okinawa basin and collision in Taiwan: a retreat trench model with lateral anchoring // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1986. 80. P. 145–155.
 93. Wang P., Suo Y., Peng G., Li S., Du X., Cao X., Zhou J., Wang G., Santosh M., Jiang S., Liu Z., Zhu J. Three-stage extension in the Cenozoic Pearl River Mouth Basin triggering onset of the South China Sea spreading // *Gondwana Research.* 2022. (In Press).
 94. Wang Y., Lin C., Zhang Z., Zhang B., Liu H. Sedimentary evolution and controlling factors of Early-Mid Miocene Deltaic systems in the Northern Pearl River Mouth Basin, South China Sea // *Scientific Reports.* 2021. 11:6134.
 95. Worrall D.M., Kruglyak V., Kunst F., Kuznetsov V. Tertiary tectonics of the Sea of Okhotsk, Russia: Far-field effects of the India-Eurasia collision // *Tectonics* 1996. V. 15, N 4. P. 813–826.
 96. Xie H., Zhou D., Li Y., Pang X., Li P., Chen G., Li F. Cao J. Cenozoic tectonic subsidence in deepwater sags in the Pearl River Mouth Basin, northern South China Sea // *Tectonophysics.* 2014. 615–616. P. 182–198.
 97. Xie H., Zhou D., Shi H. Kong D., Li Y., Li F., Cao J. Lithospheric stretching-style variations and anomalous post-rift subsidence in the deep water sub-basins of the Pearl

- River Mouth Basin, northern South China Sea // *Marine and Petroleum Geol.* 2021. 131. 105140.
98. Xu J, Ben-Avraham Z., Kelty T., Yu H.-S. Origin of marginal basins of the NW Pacific and their plate tectonic reconstructions // *Earth-Science Reviews*. 2014. V. 130 P. 154–196.
99. Yan, P. & Liu, H. Tectonic–stratigraphic division and blind fold structures in Nansha waters, South China Sea // *J.Asian Earth Sci.* 2004. 24. P. 337–348.
100. Yan P., Deng H., Liu H., Zhang Z. Jiang Y. The temporal and spatial distribution of volcanism in the South China Sea region // *J. Asian Earth Sci.* 2006. 27. P. 647–659.
101. Zhou D., Ru K., Chen H.-Z. Kinematics of Cenozoic extension on the South China Sea continental margin and its implications for the tectonic evolution of the region // *Tectonophysics*. 1995. 251. P. 161–177.
102. Zuchiewicz W., Cuong N.Q. Yem N.T. Tectonic geomorphology of Northern Vietnam: a case study of the Red River Fault Zone / N.T. Yem, A.A. Tokarski, T.T. Hoa, W.A. Zuchiewicz, T.T. Anh, A. Świerczewska, N.Q. Cuong (Eds). *The Cenozoic geodynamics of northern Vietnam: special issue dedicated to the 10th anniversary of scientific research cooperation on geology between Vietnam and Poland (1999–2009)*. Hanoi: Publishing House of Natural Science and Technology. 2009. P. 1–49.

Рекомендована к печати А.И. Ханчуком

после доработки 25.09.2023 г.

принята к печати 26.09.2023 г.

V. V. Golozubov, P.V. Phach, L. D. Anh

Rifting in marginal seas of the Western Pacific

The paper presents a review of structural features of rifting during the formation of Cenozoic basins of marginal seas of the Western Pacific. The assumption that rifting always starts with a passive stage and is only occasionally interrupted by episodes of active rifting is fully confirmed by examples from the studied basins. Rifting occurred under a compressive regime with NE and NNE-directed shortening that resulted in the formation of either a chain of pull-apart basins or rifts scattered between major strike-slip faults in the great part of the South China Sea. The NE and NNE directions of horizontal compressive force are apparently related to the convective currents in the asthenospheric mantle that have extended from the spreading ridge of the Indian Ocean and have carried plate fragments deformed to some extent during their transportation. The north-northeastward drift of the Indian, Australian, and Eurasian plates associated with these mantle currents does not reveal any connection with subduction from adjacent Paleo-Pacific plates, which continue to move in the NW direction up to the present time. Thus, formation of the marginal basins of the Western Pacific were unaffected by subduction from the Pacific Ocean side and they can be regarded as back-arc basins only due to their geographical locations.

Key words: Cenozoic, Western Pacific, marginal seas, passive and active rifting, tectonic evolution.