© Мирлин Е.Г., Лыгина Т.И., Чесалова Е.И., 2021, Океанологические исследования, 2021, Том 49, № 4, С. 102–127

УДК 550.380 DOI: 10.29006/1564-2291.JOR-2021.49(4).5

ВНУТРИПЛИТНАЯ ВУЛКАНОТЕКТОНИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ В СЕВЕРО-ВОСТОЧНОМ И ЮЖНОМ СЕКТОРАХ ТИХООКЕАНСКОЙ ЛИТОСФЕРНОЙ ПЛИТЫ В СВЯЗИ С ИЗМЕНЕНИЕМ ЕЕ ОТНОСИТЕЛЬНОГО ДВИЖЕНИЯ

Мирлин Е.Г.[1], Лыгина Т.И.[2], Чесалова Е.И.[1]

[1]Государственный геологический музей им. В.И. Вернадского РАН,
Россия, 125009, Москва, ул. Моховая, д. 11,
e-mail: egmmir@gmail.com
[2]АО «Южморгеология»,
Россия, 353477, Геленджик, ул. Крымская, д. 20,
e-mail: lygina_52@mail.ru
Статья поступила в редакцию 20.08.2021, одобрена к печати 28.10.2021.

Проведен анализ альтиметрических данных в совокупности с материалами батиметрии и гравиметрии в северо-восточном и южном секторах Тихого океана, а также детальных данных о подводном рельефе, строении осадочного чехла, составе и абсолютном возрасте базальтов, полученных в пределах района отечественных геологоразведочных работ на железомарганцевые конкреции (зона Кларион-Клиппертон). В строении океанской литосферы на различных масштабных уровнях прослежены структурные тренды, образованные локальными конусообразными формами рельефа предположительно вулканической природы, группирующимися вдоль трансформных разломов, относящихся к различным этапам кинематики Тихоокеанской плиты. Первый тренд соответствует простиранию системы разломов, отвечающих системе спрединга на гребне Восточно-Тихоокеанского поднятия до перестройки его плановой геометрии в верхнем мелу–эоцене, второй совпадает с их простиранием после изменения относительного движения Тихоокеанской плиты. Тренды характеризуются плановым несогласием, причем в областях их пересечения наблюдается увеличение числа подводных гор. В пределах района детальных исследований выявлены очевидные признаки вулкано-тектонической активности: высокая расчлененность подводного рельефа, разновысокие холмы с крутыми склонами, чья вулканическая природа подтверждается поднятыми с их склонов дифференцированными базальтами, абсолютный возраст которых свидетельствует о многоэтапности излияний, происходивших во внутриплитной обстановке. Оценены угловая скорость поворота оси спрединга и линейная скорость ее продвижения при изменении кинематики Тихоокеанской плиты и рассмотрены возможные причины изменения ее относительного движения. Предложена усовершенствованная схема адаптации плиты к изменению направления ее относительного движения, согласно которой существенным фактором внутриплитной вулкано-тектонической активности является изменение геодинамической обстановки внутри плиты, обусловленное внешним воздействием на нее.

Ключевые слова*:* кинематика относительного движения, альтиметрия, подводные горы, базальты, изотопно-геохимическая гетерогенность, структурные тренды, дивергентная граница плит, вулкано-тектоническая активность

Авторы посвящают настоящую статью безвременно ушедшему доктору геол.-мин.наук Б.Д. Углову, который внес огромный вклад в изучение потенциальных полей Тихого океана и их геологическую интерпретацию.

Введение

Известно, что относительное движение литосферных плит меняется во времени и в пространстве, и что скорость спрединга – весьма существенный фактор геодинамики не только гребней, но и внутренних областей срединно-океанских хребтов (СОХ). Значительно менее изучен вопрос относительно возможного влияния изменений относительной кинематики плит на геодинамику их внутренних областей. Принято считать, что приспособление литосферы к изменению их относительного движения ограничивается узкой зоной дивергентной границы на гребнях СОХ и сопровождается перестройкой геометрического плана спрединга: изменением простирания его оси и трансформных разломов; иногда это изменение приводит к «перескоку» зоны аккреции в новое положение. При этом предполагается, что внутренние области плит эта перестройка не затрагивает (ЛеПишон и др., 1977; Menard, Atwater, 1968). В то же время, во внутриплитных обстановках Тихоокеанской литосферной плиты выявлены многочисленные конусообразные локальные морфоструктуры разной высоты и объема. Получены убедительные свидетельства вулканической природы многих таких построек. Так, с их склонов были подняты базальты, которые характеризуются изотопно-геохимической гетерогенностью и различной степенью дифференциации (Лыгина, 2010; Лыгина и др., 2017; Мирлин и др., 2018; Мирлин и др., 2019; Юбко, Лыгина, 2015; Юбко, Лыгина, 2019). Было высказано предположение о роли тектонических нарушений в возникновении вулканических построек во внутренних частях океанских плит (Пущаровский, 2011; Smoot, 2001), однако природа внутриплитных проявлений вулканизма и тектоники остается предметом дискуссии. В настоящей работе поставлены две взаимосвязанные задачи: во-первых, выявить особенности пространственного распределения и вещественного состава локальных морфоструктур предположительно вулканической природы в северо-восточном и южном секторах Тихоокеанской плиты (разделение на сектора основано на работе (Хаин, 2001); во-вторых, рассмотреть возможную природу внутриплитной вулкано-тектонической активности в связи с изменением ее относительного движения и, соответственно, перестройкой дивергентной границы. Выбор региона диктовался следующими соображениями:

- кроме имеющихся данных о рельефе дна и геофизических полях, в приэкваториальной зоне Тихого океана в пределах Российского лицензионного участка (РРР-ЖМК – Российский разведочный район железомарганцевых конкреций, имеющий площадь 75 тыс. км^2) выполнен значительный объем детальных геологоразведочных работ на железомарганцевые конкреции с использованием современных

глубоководных комплексов. Строение дна одного из участков РРР-ЖМК площадью 5600 км^2 рассмотрено в настоящей статье в свете поставленной задачи. Комплекс исходных материалов позволяет проанализировать признаки внутриплитной активности на различных масштабных уровнях;

- в регионе достоверно установлена перестройка плановой геометрии спрединговой системы в относительно недавнее время (верхний мел–эоцен), связанная с изменением относительного движения Тихоокеанской плиты, что дает возможность рассмотреть исходные данные в связи с изменением относительного движения плит.

Кинематика плит в Тихом океане и изменение относительного движения Тихоокеанской плиты

Следами движения литосферных плит являются трансформные разломы: их активные и пассивные части (Ле Пишон и др., 1977). Исходя из поставленных задач, сведения о кинематике плит в Тихом океане явились своего рода фоном, на котором осуществлялся анализ исходных материалов. По этой причине на рис. 1, кроме подводных локальных морфоструктур, выделенных по данным альтиметрии, показаны основные трансформные разломы и оси линейных магнитных аномалий по данным (Boschman, VanHinsbergen, 2016; Herron, 1972; Herron, Tuchulke, 1976; Muller et al., 1997). Из работ, посвященных истории движения плит в Тихом океане (Кононов, 1989; Croon et al., 2008; Gurnis et al., 2012; Hundschumacher et al., 1976; Herron, 1972; Rowley et al., 2016; Scotese, 2002; Seton et al., 2012; Whitman et al., 1983) следует, что ранняя стадия спрединга обусловлена спецификой его положения – унаследованностью от доюрского времени. Она отражена в трех системах мезозойских линейных магнитных аномалий: Японской, Гавайской и Феникс в северо-западном секторе океана. В плане они образуют фигуру, близкую к треугольнику, откуда делается предположение, что во время, предшествующее формированию этих «древнейших» аномалий, существовало тройственное сочленение СОХ, разделяющее океанские плиты Изанаги, Фараллон и Феникс, считающиеся «материнскими» для Тихоокеанской плиты (Хаин, 2001). В результате эволюции и миграции в пространстве это тройственное сочленение трансформировалось в упомянутый треугольник, который за счет спрединга на гребнях СОХ постепенно увеличивал свою площадь и превратился в огромную Тихоокеанскую плиту (Boschman, VanHinsbergen, 2016). При этом три плиты погружались в зонах субдукции, окружающих океан; их небольшие по площади фрагменты располагаются по периферии океана. Позднеюрское тройственное сочленение СОХ явилось центром разрастания литосферы в различных направлениях: Японская система аномалий отражает омоложение литосферы в запад–северо-западном направлении, Феникс – в южном, Гавайская – к востоку. Именно ранней стадии плановой геометрии спрединга

отвечает запад–юго-запад – восток–северо-восточное простирание крупнейших трансформных разломов в интересующих нас секторах Тихого океана. Изменение направления относительного движения Тихоокеанской литосферной плиты, перестройка спрединговой системы и формирование иной плановой геометрии ее дивергентной границы началось в южном секторе океана во время, датируемое магнитными аномалиями № C33 (73.6 млн лет), когда произошло отделение плато Кэмпбелл и поднятия Лорд Хау с континентальной корой от Антарктиды (Croon et al, 2008). Изменение относительной кинематики Тихоокеанской плиты сопровождалось продвижением (пропагейтингом) дивергентной границы и, одновременно, ее разворотом. Первоначально пропагейтенг оси происходил в север–северо-восточном направлении, а затем постепенно ось аккреции разворачивалась к северу и далее к север–северо-западу. Последовательно были сформированы Южно-Тихоокеанское (ЮТП) и Восточно-Тихоокеанское (ВТП) поднятия, зона спрединга Калифорнийского залива, спрединговые хребты Горда и Хуан-де Фука. Благодаря развороту единой зоны аккреции, все эти ее звенья имеют несколько различные генеральные простирания. В соответствии с пропагейтингом наблюдается «омоложение» аномалий, ограничивающих ВТП: от аномалии № 25 (55.9 млн лет) в южных сегментах поднятия до аномалии № 5 и № 4 (9.9–8.7 млн лет) в северных сегментах, прилегающих к устью Калифорнийского залива. Перескоки оси раздвига, сопровождающие изменение кинематики плит, отмечены лишь в сегментах между трансформными разломами Кларион и Клиппертон, Мюррей и Молокаи. Хребет Математиков маркирует одну из отмерших зон спрединга, которая в последующем заняла свое нынешнее положение. К более позднему этапу относится формирование спрединговых систем Галапагос и Западно-Чилийской на восточном фланге ВТП (начало спрединга датируется аномалиями № 6 (19.0 млн лет)) и, соответственно, разделение единой плиты Фараллон на плиты: Антарктическую, Наска и Кокос.

Для последующего анализа принципиально важным являются две особенности кинематики плит: 1) В современную эпоху геодинамическая обстановка к востоку от гребня ВТП гораздо более сложная, чем к западу от него; по этой причине в последующем мы рассматриваем внутренние части только Тихоокеанской плиты к западу от поднятия; 2) Изменение ее относительного движения в палеоцене–эоцене имело следствием формирование системы трансформных разломов, простирание которых существенно отличается от простирания системы разломов, возникших до перестройки плановой геометрии спрединга. Последующее выделение и рассмотрение структурных трендов во внутренних частях плиты осуществляется под углом зрения наличия в них двух систем трансформных разломов, отличающихся по простиранию.

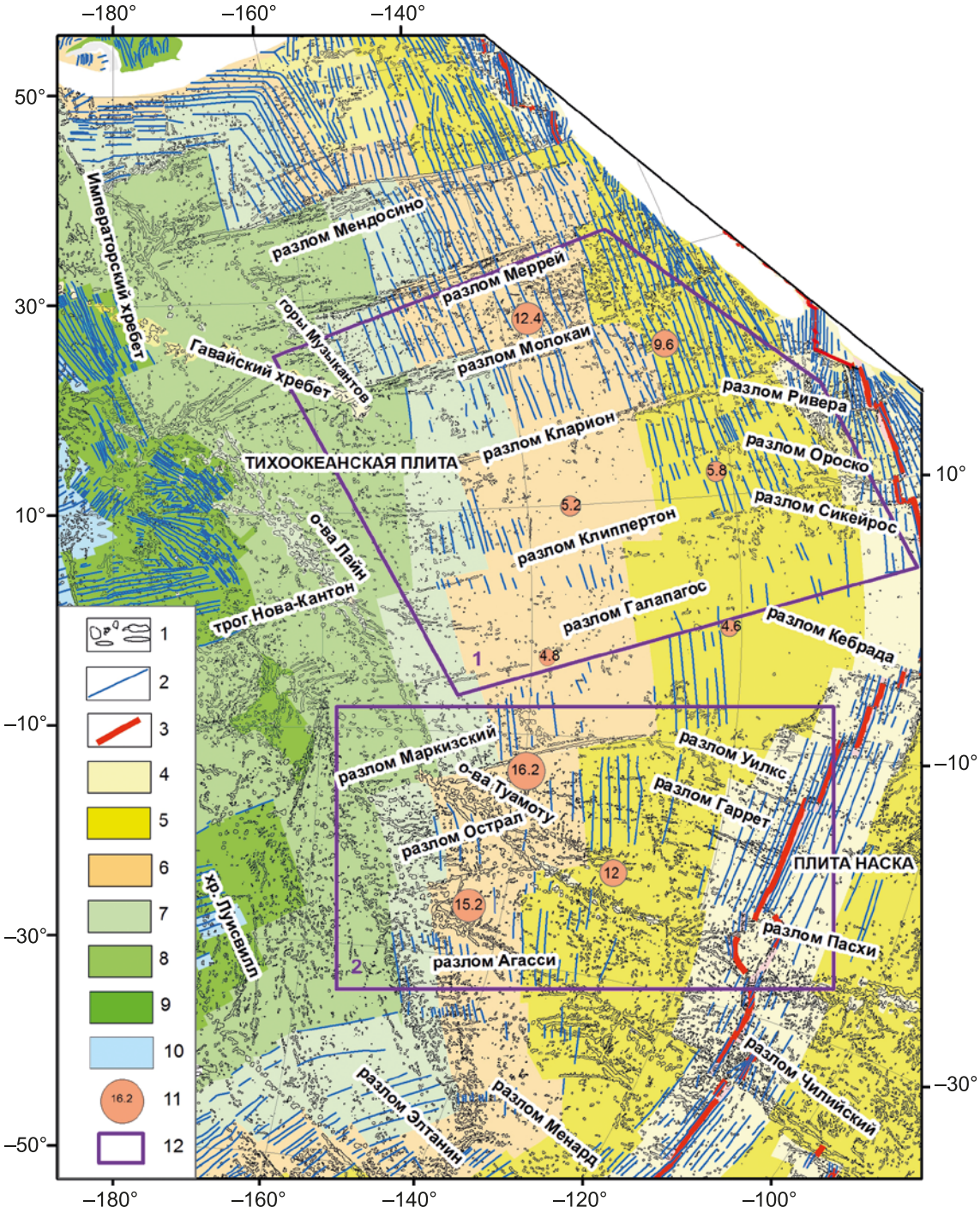


Рис. 1. Подводные горы и другие локальные положительные формы подводного рельефа, выделенные по альтиметрическим данным (1) и возраст океанского ложа в северо-восточном и южном секторах Тихого океана. 2 – оси магнитных аномалий, 3 – оси спрединга, 4 – 10 – возраст океанского ложа: 4 – плиоцен-поздний миоцен, 5 – ранний миоцен-олигоцен, 6 – эоцен-палеоцен, 7 – поздний мел, 8 – поздний и ранний мел, 9 – ранний мел, 10 – поздняя юра. 11 – параметр S, размер кружка пропорционален его величине (пояснение в тексте), 12 – контуры полигонов среднемасштабного рассмотрения

Исходные материалы и методы их анализа

Исходные материалы включают в себя карты: батиметрическую и аномалий поля силы тяжести по данным спутниковой альтиметрии, модели строения земной коры и более глубинных горизонтов по сейсмическим данным, сведения о составе и возрасте базальтов, поднятых со склонов вулканических подводных гор (более 200 объектов), а также другие сведения о строении океанского ложа. Обработка данных проводилась на основе технологий геоинформационных систем (ГИС) (Чесалова, 2014), что позволяет осуществить разделение подводного рельефа на формы разных порядков. Основой являлась Генеральная батиметрическая карта океанов в цифровом виде. Для решения поставленных задач принципиально важно выделить локальные морфоструктуры предположительно вулканической природы. Изометричный характер их основания, крутизна склонов, форма близкая к конусу – те критерии, на основе которых осуществлялась эта процедура. Было проведено сглаживание глубин дна в скользящем окне и экспериментально определен его оптимальный размер: 200 × 200 км, что в первом приближении соответствует средним поперечным размерам крупных морфологических объектов. После устранения низкочастотной составляющей подводного рельефа были рассчитаны значения уклона поверхности дна океана применительно к тем отдельным мелкомасштабным объектам подводного рельефа, основание которых характеризуется замкнутыми изобатами. Данный метод позволяет вполне надежно выделять и оконтуривать объекты подводного рельефа высотой около километра и более (Sanbwell et al., 2006). В пределах рассматриваемых секторов Тихого океана с помощью указанного метода было выделено около 28 000 объектов предположительно вулканической природы. Они имеют преимущественно конусообразную форму с относительно крутыми склонами, уклон которых превышает 4°. Среди них доминируют подводные горы, но выделяются и более крупные формы: валы, вытянутые вдоль разломов, а также поднятия и плато (рис. 1).

На основе ГИС были также получены количественные параметры всех объектов: глубина вершины, относительная высота структуры, площадь основания, объем.

Крупномасштабные исследования в пределах РРР-ЖМК осуществлялись с использованием глубоководных буксируемых комплексов, в состав которых входили набортный и придонный многолучевые эхолоты, высокочастотный сейсмопрофилограф, сонар бокового обзора, а также фотопрофилограф. Отбор образцов коренных пород проводился с помощью драги, осадочных – прямоточными грунтовыми трубками. Придонная геоакустическая съемка проведена по системе профилей с пересечением основных геолого-геоморфологических элементов дна; в совокупности с драгированием, в условиях использования высокоточной системы подводной навигации, это дало возможность выявить крупномасштабные объекты подводного рельефа: как линейно ориентированные, так и изометрические в плане, а также охарактеризовать их возможную природу.

Структурные тренды – региональный уровень

Локальные конусообразные формы подводного рельефа, выделенные на основе ГИС-технологий, имеют, предположительно, вулканическую природу. С точки зрения их пространственного расположения они распадаются на две категории. Первую, относительно малочисленную, образуют те из них, которые хаотично разбросаны на всем пространстве плиты. Ко второй, доминирующей, относятся многочисленные цепочки подводных гор, вытянутые вдоль линий различного простирания (рис. 1) и имеющие, как принято считать, различный генезис. Образование Императорского и Гавайского хребтов связывается с движением плиты относительно «горячих точек», цепочка подводных гор трассирует отмершую зону спрединга на хребте Математиков, менее определенной является природа гор Музыкантов и о-вов Лайн. Мы сосредоточили внимание на локальных конусообразных постройках предположительно вулканической природы, пространственно и генетически связанных с трансформными разломами, относящимися к различным этапам кинематики Тихоокеанской литосферной плиты. Они образуют два структурных тренда. Первый имеет генеральное простирание запад–юго-запад – восток–северо-восток; он соответствует системе трансформных разломов ранней стадии формирования дивергентной границы плит. В северо-восточном секторе океана это разломы (с севера на юг): Мендосино, Меррей, Молокаи, Кларион, Клиппертон, Галапагос, в южном его секторе – Маркизский, Острал, Агасси.

Второй тренд имеет простирание запад–северо-запад – восток–юго-восток; он отвечает трансформным разломам более поздней системы спрединга после перестройки ее геометрии. В северо-восточном секторе это разломы (с севера на юг): Ривера, Ороско, Сикейрос, Кебрада, в южном – это разломы (с юга на север): Элтанин, Менард, Гаррет, Уилкс. Цепочки подводных гор к западу от оси ВТП, продолжающие в запад–северо-западном направлении разломы Пасхи и Чилийский, имеют сходное направление. Наблюдается отчетливое плановое несогласие указанных структурных трендов: простирание цепочек локальных положительных морфоструктур, лежащих на продолжении трансформных разломов поздней формации спрединговой системы, прослеживается далеко за ее пространственно-временными границами. Продолжение разломов поздней генерации системы спрединга пересекается с разломами, относящимися к ранней стадии относительного движения плит, до перестройки плановой геометрии оси их раздвига. Так, указанные выше разломы Пасхи и Чилийский, берущие свое начало близ оси ВТП, пересекаются под острым углом с разломами Маркизский, Острал и Агасси. Сходная картина наблюдается на северо-востоке, где небольшие по протяженности трансформные разломы Ривера, Ороско, Сикейрос, секущие гребень северного окончания ВТП, имеют запад–северо-западное простирание и отчетливые продолжения в том же направлении в виде сгущений подводных гор.

Для получений более полной картины пространственного расположения подводных гор осуществлен расчет доли занимаемой ими площади по отношению

к общей площади сегмента ВТП с определенным возрастом океанского ложа (Мирлин и др., 2019). Границы сегментов, а также возрастные срезы океанского ложа, определены на основе схемы возраста ложа, построенной по линейным магнитным аномалиям (Muller et al., 1997), данные о которых содержатся в ГИС. В результате расчета получен параметр S (от английского square–площадь), который количественно характеризует расположение подводных конусообразных построек. Параметр S меняется почти в четыре раза: максимальное его значение составляет 16.2% минимальное – 4.6%. Максимальное значение параметра S отмечено в тех областях, где происходит взаимное пересечение сети разломов, относящихся к различным стадиям генерации спрединговых систем. Напротив, снижение его величины наблюдается в приэкваториальной области, где разломная тектоника выражена значительно слабее (см. рис. 1).

Структурные тренды – среднемасштабный уровень

Рассмотренные выше несогласные в плане структурные тренды еще более отчетливо проявлены на этом уровне. В северо-восточном секторе крупнейшие разломы раннего этапа океанского спрединга относятся к первому из упомянутых выше трендов (рис. 2, полигон № 1). Два северных разлома: Меррей и Молокаи в этом масштабе представлены протяженными, субпараллельными зонами весьма расчлененного рельефа запад–юго-запад – восток–северо-восточного простирания, вдоль которых группируются цепочки подводных гор и другие локальные положительные формы рельефа. Три других разлома аналогичной ориентации: Кларион, Клиппертон и Галапагос устроены более просто: они выражены в морфотектонике океанского ложа крупными уступами, к которым также приурочены многочисленные подводные горы. Четко проявленные структурные линии запад–северо-западного простирания, образованные подводными горами и локальными положительными морфоструктурами, относятся ко второму тренду. В плане они примыкают к западным окончаниям дугообразных разломов Ривера, Ороско и Сикейрос и более мелких разломов, рассекающих северное окончание гребня ВТП. В соответствии с плитотектонической кинематической моделью, дугообразная в плане форма является типичной для разломов именно трансформного типа, когда они располагаются неподалеку от полюса раскрытия плит (ЛеПишон и др., 1977). Для северного звена гребня ВТП характерна близость к полюсу раскрытия, что и объясняет своеобразие их плановой конфигурации. Валообразные поднятия между разломами Кларион и Клиппертон относительной высотой до 300 м: Восточное и Центральное, а также хребет Петр Антропов, выявленные на основании отечественных исследований, выполненных по программе изучения скоплений ЖМК (Лыгина, 2010; Юбко и др., 1990), имеют также запад–северо-западное – восток–юго-восточное простирание.

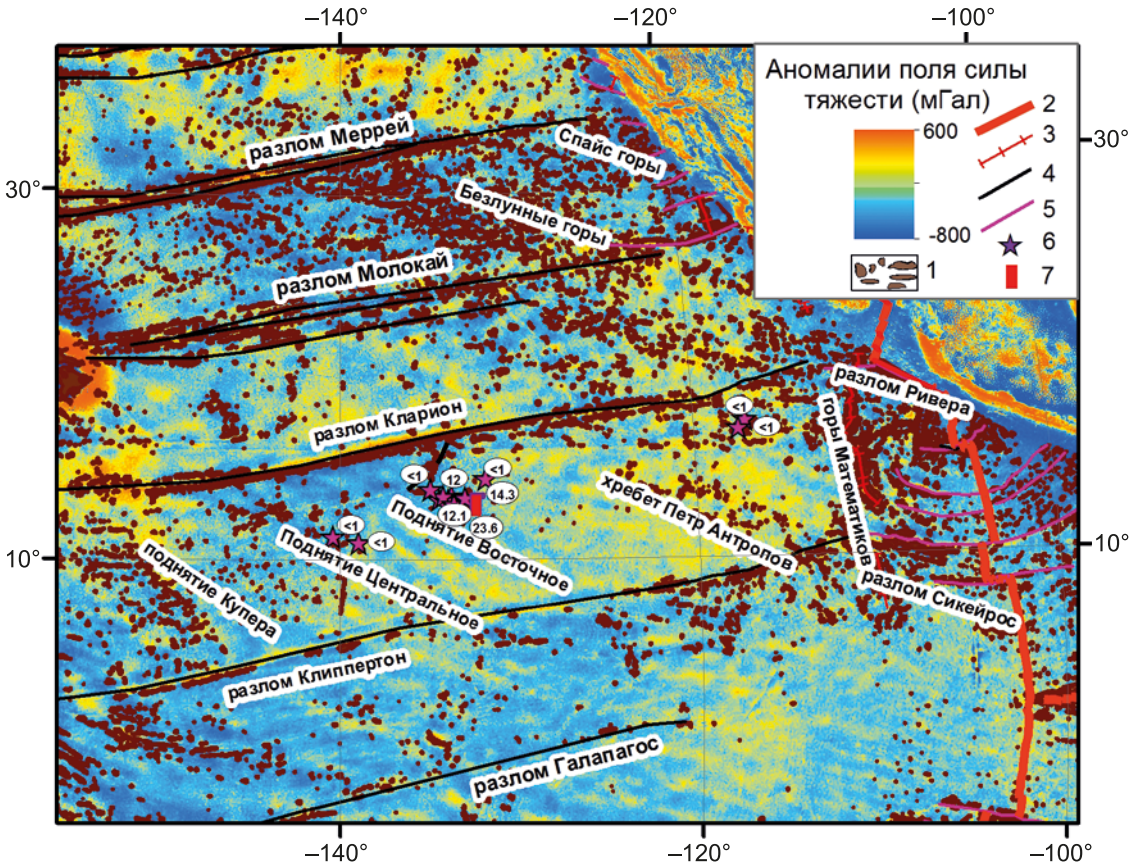


Рис. 2. Подводные горы и другие положительные формы рельефа (1), выделенные по альтиметрическим данным в пределах полигона № 1 (его положение на рис. 1). Оси спрединга: 2 – активного, 3 – отмершего. Простирания трансформных разломов: 4 – соответствующих ранней стадии плановой геометрии спрединга, 5 – после перестройки его плановой геометрии, 6 – положение морфоструктур, с которых были отобраны пробы горных пород и данные об их возрасте (в кружках), 7 – положение полигона крупномасштабных исследований

Для подтверждения надежности выделения структурных трендов были привлечены данные по гравитационному полю. В аномалиях поля силы тяжести в пределах полигонов №№ 1 и 2 четко проявлен лишь только структурный тренд, соответствующий поздней стадии плановой геометрии спрединга. Полосовидные, положительные и отрицательные гравитационные аномалии поля силы тяжести общей амплитудой около 100 мГал и длиной волны более 150 км устойчиво протягиваются от гребня ВТП в запад–северо-запад – восток–юго-восточном направлении на многие тысячи км, пересекая крупные разломы, относящиеся к ранней стадии спрединга: Меррей, Молокаи, Кларион, Клиппертон, Галапагос. Последние, хотя и проявлены в морфотектонике океанского ложа в виде уступов и локальных поднятий, в гравитационном поле отмечены лишь локальными аномалиями, приуроченными к этим уступам (рис. 2).

Рассмотренные выше структурные тренды четко проявлены в пределах полигона в южном секторе океана (рис. 3, полигон № 2). Первый – подводные горы и возвышенности, группирующиеся вдоль трансформных разломов: Маркизский, Острал, Агасси, маркирующие направление движения Тихоокеанской плиты до его изменения. Второй – трансформные разломы, которые соответствуют плановой геометрии спрединга, возникшей после ее перестройки, а также цепочки подводных гор и локальных морфоструктур, продолжающие их в направлении запад–северо-запад – восток–юго-восток. К ним, в частности, относятся линеаменты, продолжающие разломы Уилкс и Гаррет, а также цепочки подводных гор и других локальных морфоструктур, протягивающихся от гребня ВТП в том же направлении. Сходное простирание имеют группы о-вов Общества, Туамоту, Тубуаи. Доминирующее простирание полосовидных аномалий поля силы тяжести совпадает с простиранием трансформных разломов поздней генерации системы спрединга, при том, что трансформные разломы ранней стадии спрединга в аномалиях проявлены лишь в виде локальных экстремумов, приуроченных к морфоструктурам, располагающимся вдоль разломов. Как и на полигоне № 1 (рис. 2), отмечается заметное плановое несогласие линейных морфоструктур, образованных скоплением подводных гор и относящихся к указанным двум структурным трендам.

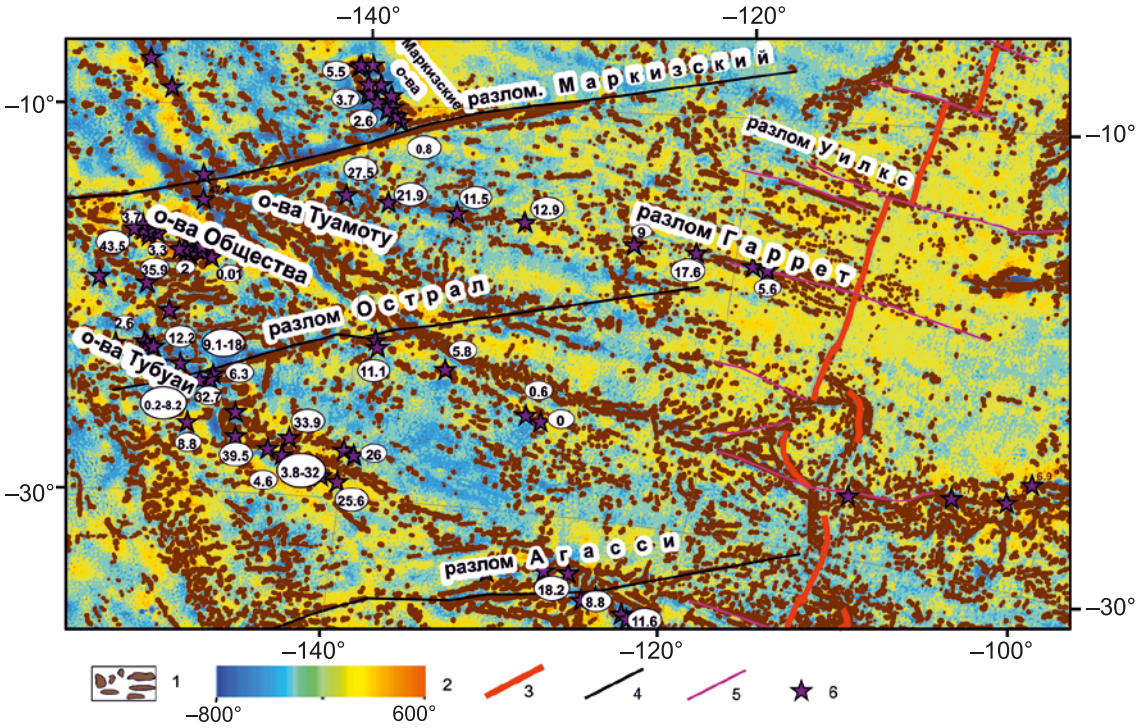


Рис. 3. Подводные горы и другие положительные формы рельефа (1), выделенные по альтиметрическим данным в пределах полигона № 2 (его положение на рис. 1). 2 – аномалии поля силы тяжести (мГал), 3 – зоны спрединга. Простирания трансформных разломов: 4 – соответствующих ранней стадии плановой геометрии спрединга, 5 – после перестройки его плановой геометрии, 6 – положение морфоструктур, с которых были отобраны пробы горных пород и данные об их возрасте (в кружках)

Несомненно, наличие различных, пересекающихся в плане, структурных трендов, образованных и разломами, и вулканическими постройками, отражает сложность геодинамической обстановки во внутренней области океанской плиты и, вероятно, тот факт, что ее формирование не было одноэтапным. Об этом, в частности, свидетельствуют данные об абсолютном возрасте горных пород, слагающих подводные горы и острова в пределах рассматриваемых полигонов (Clouard, Bonneville, 2005). Согласно этим данным на полигоне № 1 разброс значений возраста обширный: от менее 1 млн лет до 23.6 млн лет (рис. 2). Весьма большой разброс значений абсолютного возраста пород, отобранных со склонов положительных морфоструктур, наблюдается и на полигоне № 2: от 0.01 до 43.5 млн лет (Французская Полинезия) (рис. 3). При этом с одной и той же постройки подняты образцы, возраст которых существенно различен: 1.1 и 10.5 млн лет; 3.8 и 32.0 млн лет. Имеются примеры с еще большим различием в датировках пород, поднятых с одной и той же подводной горы.

Структурные тренды – крупномасштабный уровень

Структурным фоном для рельефа дна в пределах полигона детальных исследований на ЖМК являются элементы строения океанского ложа, имеющие запад–северо-запад – восток–юго-восточное простирание. К ним относятся валообразные поднятия: Центральное, Восточное, Купера, цепочки подводных гор, лежащие на продолжении трансформных разломов, возникших после перестройки плановой геометрии спрединга, гравитационные аномалии, отражающие плотностные неоднородности океанской коры (см. рис. 2). Изучение дна с помощью многолучевого эхолота позволило впервые выявить неизвестные ранее элементы строения подводного рельефа в глубоководной котловине Тихого океана и оценить их морфометрические параметры. Подводный рельеф в пределах района работ представляет собой систему линейных положительных и отрицательных морфоструктур, вытянутых в генеральном субмеридиональном направлении, местами осложненных крупными изометричными холмами, а также линейными постройками иных простираний (рис. 4).

Перепады между смежными приподнятыми грядами и опущенными участками в некоторых частях полигона достигают 400 м, а общий перепад глубин с учетом изометрических в плане построек, также присутствующих в пределах полигона, превышает 1000 м. Высокая расчлененность подводного рельефа отражается в значительных углах уклона океанского дна. Так в широтном направлении средние углы уклона дна составляют 2.77° – величина, нетипичная для абиссальных океанских котловин, при этом в долготном направлении среднее значение уклонов дна в два раза меньше – 1.35°. Большинство из приподнятых гряд отделены от соседних депрессий уступами и эскарпами, что подтверждается данными высокочастотной сейсмоакустики.

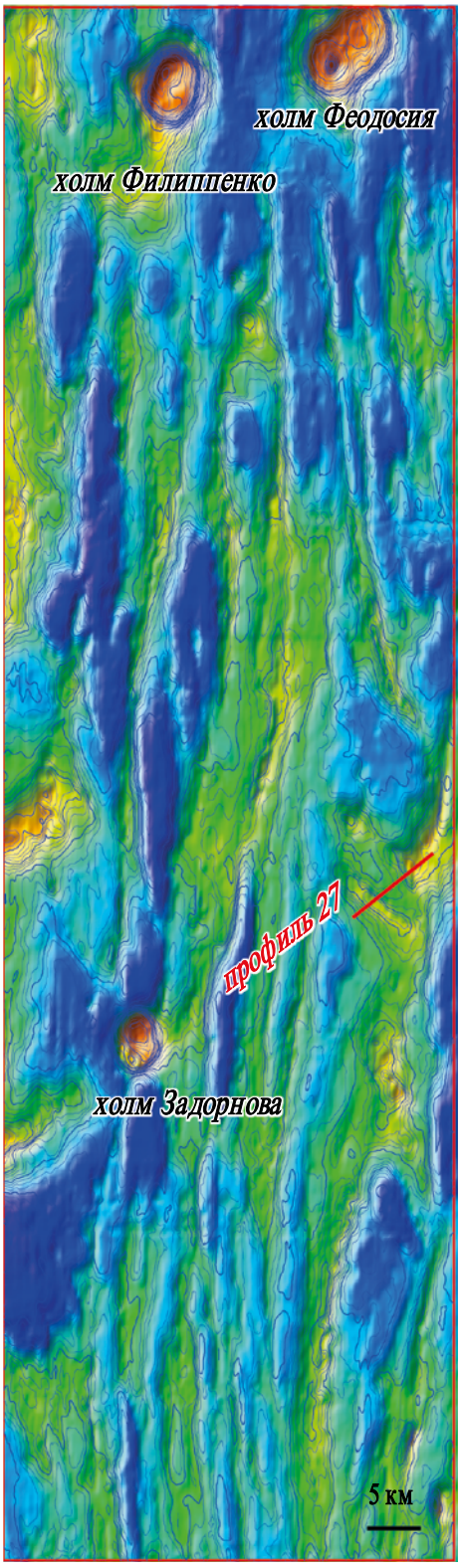
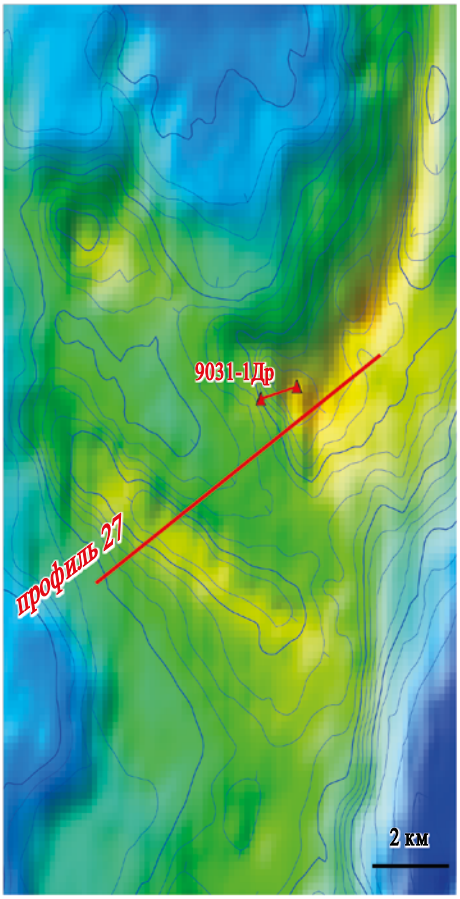


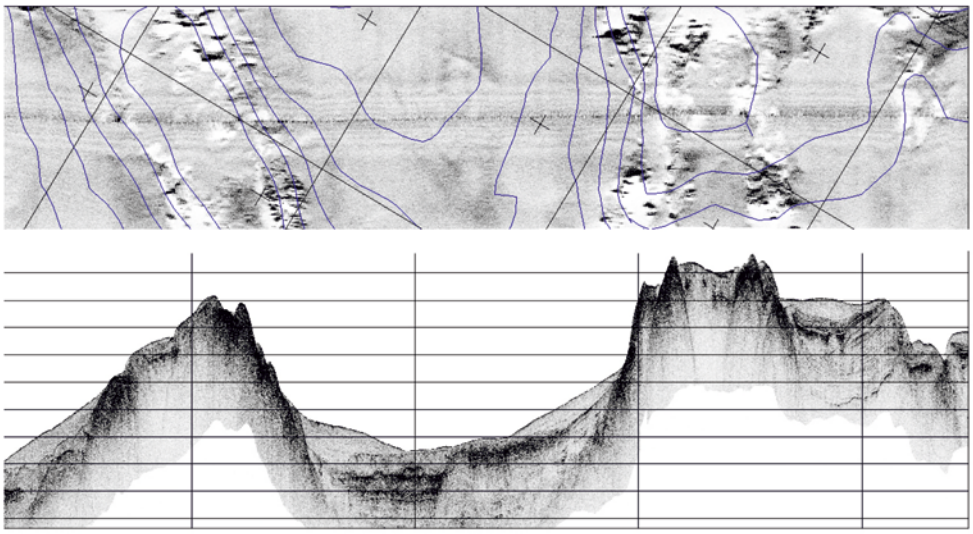
Рис. 4. Строение рельефа дна в пределах полигона детальных исследований РРР-ЖМК. Площадь участка 5600 км^2, сечение изобат – 25 м. Положение полигона на рис. 2, его центр близ 13°03’ с.ш., 132°19’ з.д.

Субмеридиональная ориентировка абиссальных линейных построек, доминирующих на полигоне, субпараллельна полосовым магнитным аномалиям, маркирующим возраст океанского ложа. Принято считать, что аномалии, образуясь в зоне спрединга на гребне СОХ, в первом приближении параллельны этой зоне. Отсюда можно предполагать, что морфоструктура в районе детальных исследовательских работ унаследована от структурного плана океанской литосферы, сформированного в зоне аккреции литосферы на гребне ВТП. В то же время высокая расчлененность подводного рельефа указывает, что при дрейфе плиты в сторону от зоны аккреции, происходило ее погружение, сопровождающееся субвертикальными движениями. Именно эти движения, по всей вероятности, обусловили образование субмеридиональных линейных гряд и высокую расчлененность подводного рельефа. Более того, установлено, что тектоническая активность сопровождалась вулканизмом. Достоверным свидетельством этого является присутствие на полигоне почти изометрических в плане конических холмов: Феодосия, Филиппенко, Задорнова, чья вулканическая природа подтверждена отбором проб с помощью драг (Мирлин и др., 2019).

Кроме изометрических вулканических построек, в восточной части полигона выявлены и изучены две линейные структуры вулканического происхождения запад–северо-западного – восток–юго-



а



б

Рис. 5. Вулканические холмы ЗСЗ простирания, осложняющие северную часть поднятия (положение профиля на рис. 4). **а** – физиографическая карта, **б** – материалы геоакустики: вверху – сонограмма гидролокатора бокового обзора, внизу – профилограмма (разрез, полученный высокочастотным сейсмопрофилографом). Расстояние между вертикальными метками – 2 км, между горизонтальными – 25 м

восточного простирания, осложняющие крупное поднятие, протягивающееся на расстояние до 68 км и уходящее за южную границу полигона (рис. 4). Поднятие имеет сложную, в целом дугообразную форму, с субмеридиональной ориентацией в южной половине и север–северо-восточной – в северной, и непостоянную ширину (от 4 км в южной части до 12 км в северной). В северной, более широкой части, поднятие осложнено двумя поперечными, расположенными параллельно друг другу, положительными структурами запад–северо-западного простирания. Южная постройка довольно выдержана по простиранию (рис. 5а) и имеет длину около 10 км при ширине до 2.5 км. Вершина ее оконтурена изобатой 4775 м. Северная постройка представляет собой цепочку из двух невысоких холмов, также вытянутых в ЗСЗ направлении. Размеры холмов – 4.5×3 км и 5.5×3 км, подножия их располагаются на глубине 4875 м.

Признаки вулкано-тектонической активности в пределах полигона крупномасштабных исследований

Запад–северо-западное – восток–юго-восточное простирание построек, осложняющих субмеридиональное поднятие, представляется не случайным, поскольку совпадает с отмеченным выше трендом, составляющим структурный фон полигона № 1. Вулканические холмы детально изучены с помощью съемки гидролокатором бокового обзора, а также акустическим профилографом (рис. 4 и 5, профиль 27). Кроме того, на одном из склонов северной морфоструктуры конической формы проведено драгирование. Судя по данным геоакустического профилирования, эти холмы представляют собой два горста, разделенных грабенообразной впадиной (см. рис. 5а, б). Профиль драгирования захватывает вершину северной горстообразной структуры, на которой залегает эродированная осадочная толща мощностью не менее 25 м и ее западный крутой склон. Склон осложняют магматические выступы, возвышающиеся над осадочной поверхностью. В материале, поднятом драгой, присутствуют как осадочные, так и магматические породы. К осадочным относятся среднеэоценовые карбонатные породы, что свидетельствует об относительно древнем (по крайней мере, среднеэоценовом) возрасте. К магматическим относятся нижнемиоценовые пироксен-плагиоклазовые базальты, что дает основание говорить о проявлении на данном участке более поздней вулканической деятельности (вплоть до раннего миоцена). Выходы базальтов, судя по материалам геоакустики, представляют собой более молодые, по сравнению с фундаментом, внедрения, приуроченные к дизъюнктивной границе между обследованным холмом и прилегающей к нему впадиной.

На полигоне детальных исследований (рис. 4), помимо структуры ЗСЗ простирания, драгированием изучены еще три вулканические постройки. Образцы магматических пород получены с четырех участков: с расположенной на севере полигона небольшой безымянной вулканической постройки размером немногим

более 1 км и относительной высотой около 100 м, вытянутой в меридиональном направлении; с северо-восточного склона и с одной из вершин двухвершинного вулкана Феодосия, и с мелкой магматической структуры (штока) шириной 300 м и высотой около 70 м, расположенной на продолжении южной части пьедестала вулкана Филиппенко и слегка вытянутой в ССЗ направлении. На материале полученных образцов проведены комплексные петрографические и петрохимические исследования, выполнены определения абсолютного возраста на основе K-Ar датирования (Лыгина и др., 2017).

В материалах драгирования опробованных вулканических структур встречены породы различной степени дифференциации (таблица 1).

Все поднятые образцы представляют собой обломки зональных подушечных и канатных базальтовых лав и относятся к вулканическим породам основного состава, которые образуют непрерывный ряд дифференциации от нормальнощелочных низко- и умеренноглиноземистых, низко- и умереннокалиевых базальтов натриевого типа через нормальнощелочные высокоглиноземистые, низко- и умереннокалиевые плагиобазальты натриевого и калиево-натриевого типа до умереннощелочных высокоглиноземистых, умереннокалиевых трахибазальтов и магнезиальных трахибазальтов калиево-натриевого типа. Данный ряд дифференциации последовательно соответствует трем группам пород: толеитовым базальтам с минимальной степенью фракционирования, ферротолеитам и ферротитанистым базальтам с повышенной степенью фракционирования и трахибазальтам с максимальным проявлением кристаллизационной дифференциации (Лыгина и др., 2017). Максимально различаются образцы, отобранные из разных частей одних и тех же вулканических построек, что указывает на заметные эффекты кристаллизационной дифференциации в магматической камере каждой вулканической постройки.

Полученные данные свидетельствуют в пользу последовательной эволюции состава излияний от более широко распространенных относительно менее дифференцированных базальтов через более дифференцированные базальты и плагиобазальты к более редким трахибазальтам, демонстрируя при этом корреляцию с распределением содержаний редких земель (РЗЭ) и возрастными характеристиками базальтов. По результатам исследований отмечено, что изученные базальты в целом характеризуются относительно низкими содержаниями РЗЭ (сумма РЗЭ от 56.3 до 249.9 г/т), при этом наиболее низкие содержания свойственны менее дифференцированным ранним базальтам, а максимальные содержания, соответственно, – более дифференцированным поздним базальтам. Наибольшие содержания РЗЭ получены для трахибазальта. Тренд дифференциации базальтов сопровождается обогащением легкими РЗЭ с увеличением нормированного отношения La/Sm от 0.6 до 3.6. По результатам K-Ar датировок, наименее дифференцированные базальты относятся к верхам позднего олигоцена–раннему миоцену (от 24.0±3.0 до 18.0±1.6 млн лет). Дифференцированные плагиобазальты датированы границей раннего–среднего миоцена (15.2±0.7 и 16.1±1.8 млн лет), наиболее дифференцированные трахибазальты – поздним миоценом (10.5±0.6 и 11.4±0.6 млн лет).

Таблица 1. Химический состав (в мас. %), степень дифференциации и K-Ar датировки* образцов пород, драгированных с вулканических структур на полигоне детальных исследований

№ п/п	Номер драги	Структурное положение	Глубина, м	Вид горной породы	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	ппп	Степень дифференциации	Возраст, млн лет
1	9026–1Др	Верхняя часть небольшой вулканической постройки	4809–4852	Оливин-содержащий плагиобазальт (лейкобазальт)	46,87	0,99	19,97	9,29	0,15	3,80	13,94	2,34	0,26	0,34	1,30	Повыш.	16,1±1,8
2	9027 Др	Вулкан Феодосия, нижняя-средняя часть СВ склона	4606–4932	Пироксен-плагиоклазовый афировый базальт	48,48	1,38	14,87	11,64	0,20	6,76	12,17	2,60	0,27	0,17	0,12	Миним.	24,0±3,0
3				Пироксен-плагиоклазовый базальт	50,11	1,41	15,41	10,23	0,18	6,73	12,69	2,65	0,36	0,21	0,24	Миним.	20,5±2,5
4	9028–1Др	Вулкан Феодосия, высшая точка вершинной поверхности	4235–4451	Оливин-содержащий трахибазальт	43,39	2,62	17,34	12,61	0,16	2,63	10,40	2,96	0,79	2,04	3,51	Максим.	10,5±0,6 11,4±0,6
5	9029 Др	Мелкая магматическая структура (шток)	4900–4920	Оливин-содержащий пироксен-плагиоклазовый базальт	48,83	1,25	16,24	9,65	0,15	6,87	12,79	2,73	0,24	0,11	1,08	Миним.	22,0±3,0 23,0±3,0
6				Оливин-содержащий пироксен-плагиоклазовый гиалобазальт	48,04	1,23	15,44	11,18	0,49	7,53	11,05	2,57	0,46	0,11	0,73	Миним.	н/о
7				Плагиобазальт (лейкобазальт)	48,28	1,36	17,48	11,78	0,18	4,51	11,62	2,98	0,83	0,23	1,17	Повыш.	15,2±0,7
8	9031-1Др	Вулканическая структура ЗСЗ простирания	4686-4802	Оливин-содержащий пироксен-плагиоклазовый базальт	46,59	2,21	13,83	14,26	1,88	5,43	10,58	2,80	0,63	0,22	1,59	Повыш.	н/о
9				Оливин-содержащий пироксен-плагиоклазовый базальт	47,45	2,25	13,59	14,52	1,40	5,49	10,44	2,83	0,57	0,22	1,31	Повыш.	н/о
10				Оливин-содержащий пироксен-плагиоклазовый базальт	48,37	1,51	16,15	10,77	0,18	6,12	12,33	2,78	0,36	0,13	1,29	Миним.	18,0±1,6

*Определения абсолютного возраста K-Ar методом выполнены Лебедевым В.А.

В целом результаты исследований коренных пород, поднятых со склонов вулканических построек, свидетельствуют о многоэтапности вулканической деятельности в районе работ: проявления вулкано-тектонической активности зафиксированы на позднеолигоцен-раннемиоценовом, ранне-среднемиоценовом и позднемиоценовом этапах. Данным периодам активизаций соответствуют излияния базальтовых пород разного состава – от толеитового до умереннощелочного.

Следует отметить, что масштабы проявлений внутриплитного вулканизма в северо-восточной части Тихого океана, расположенной между разломами Кларион и Клиппертон, весьма широки, о чем свидетельствует тот факт, что на одном из участков РРР-ЖМК площадью 4250 км^2 детальными исследованиями обнаружены 36 конусообразных вулканических построек высотой от 100 до 700 м, не считая более мелких магматогенных структур (Юбко, Лыгина, 2019). Среди этих вулканов выделяются два типа: постройки, сформировавшиеся во время, близкое к этапу формирования фундамента (42–39 млн лет назад), и более поздние структуры, среди которых преобладают ранне- и среднемиоценовые (23–10 млн. лет назад) (Юбко, Лыгина, 2015). Известны и примеры еще более молодого внутриплитного вулканизма – голоценовая вулканическая активность горы Шимада (Gardner et al., 1984). Среди вулканических построек, изученных на площади РРР-ЖМК с определением абсолютного возраста, существенно преобладают структуры, значительно более молодые по отношению к коренному ложу: в 49 из 63 определений K-Ar возраст не превышает 23 млн лет. При этом не менее половины из них (26 определений) составляют структуры, возраст которых определен в районе 15 млн лет и моложе (минимальный возраст базальтов определен на уровне 9.6±0.7 млн лет). Все эти факты убедительно свидетельствуют о проявлении активной внутриплитной вулканической деятельности в центральной части зоны Кларион-Клиппертон в период раннего–среднего миоцена.

Темпы перестройки дивергентной границы Тихоокеанской плиты в связи с изменением ее относительного движения

Обращаясь вновь к рис.1, 2, 3, где показаны структурные тренды, трассирующие трансформные разломы, относящиеся к различным этапам кинематики Тихоокеанской плиты, нельзя не обратить внимание, что угол их пересечения значителен. Этот факт однозначно свидетельствует о весьма существенном изменении направления относительного движения плиты. Присутствие на полигоне РРР-ЖМК вулканического поднятия ЗСЗ простирания (рис. 4), которое совпадает с простиранием поздней системы трансформных разломов, наводит на мысль, что этот значительный поворот плиты нашел отражение в структуре ее внутренних частей. Об этом свидетельствует факт присутствия в пределах РРР-ЖМК почти изометрических в плане конических холмов вулканической природы, о которых говорилось выше. Возникает вопрос: можно ли определить (хотя бы на уровне приближенных

оценок) темпы перестройки дивергентной границы плиты? Временной интервал, в течение которого происходило изменение плановой геометрии спрединга в связи с изменением кинематики Тихоокеанской плиты, может быть оценен на основе изохрон, датирующих его начало и окончание. Скорость перестройки складывается из двух параметров: угловой скорости, с которой происходило изменение простирания трансформных разломов, относящихся к начальной и конечной стадии перестройки, и линейной скорости продвижения (пропагейтинга) оси раздвига. Угловая скорость может быть получена, если известен угол между трансформными разломами, отвечающими спрединговой системе до и после перестройки ее геометрии, а также продолжительность времени, в течение которого этот поворот произошел. Она может быть определена по датировке аномалий, фиксирующих ее начало и окончание. Для получения соответствующих оценок мы обратились к схеме магнитных аномалий и трансформных разломов на гребне и западном фланге ВТП, в том его интервале, где параметры изменения плановой геометрии спрединга могут быть определены наиболее надежно: к югу от разлома Агасси и до устья Калифорнийского залива. Мы определили среднее значение угла между простиранием шести трансформных разломов ранней (Агасси, Резольюшен, Острал, Маркизский, Галапагос, Клиппертон) и поздней (Менард, Чилийский, Гаррет, Уилкс, Гебрада, Сикейрос) стадий кинематики: оно составляет 26.8°. Что касается интервала времени, в течение которого произошла перестройка, то в северной части рассматриваемого отрезка гребня ВТП к югу от разлома Кларион аномалия № 5 (9.9 млн лет) датирует время начала этой перестройки, а аномалия № 2 (2.6 млн лет) – ее завершение. Это означает, что смена спредингового плана произошла в течение интервала времени продолжительностью 9.9–2.6 = 7.3 млн лет. В южной части отрезка ВТП к югу от разлома Агасси аномалия № 7 (24.8 млн лет) датирует начало перестройки, а аномалия № 6 – ее завершение (19.0 млн лет). Соответственно, период времени, в течение которого произошла перестройка, составляет 24.8–19.0=5.8 млн лет. Среднее из определений для шести сегментов гребня ВТП составляет 6.45 млн лет. Это означает, что перестройка плановой геометрии дивергентной границы происходила со средней угловой скоростью 26.8°/6.45 = 4.15°/1 млн лет. Для получения другого параметра, который характеризует темп перестройки дивергентной границы – скорость ее пропагейтинга, общая длина гребня ВТП на основе данных, содержащихся в ГИС, была разделена на три отрезка, несколько различающихся по простиранию: между разломами Менард–Члийский, Чилийский–Галапагос и Галапагос–устье Калифорнийского залива. Были определены длины каждого из указанных отрезков (соответственно, 2100 км, 5000 км, 4300 км) и, таким образом, определена общая длина гребня поднятия: 11400 км. В южной части поднятия, в сегменте, ограниченном разломом Агасси, пропагейтинг начался во время, датируемое аномалией № 17 (36.6 млн лет). Аномалия № 4 (8.7 млн лет) в северном сегменте поднятия близ устья залива датирует время завершения перестройки плановой геометрии спрединга. Это означает, что период времени, в течение которого происходил пропагейтинг, составляет 36.6–8.7=27.9 млн лет. Отсюда получаем линейную ско-

рость пропагейтинга: 11400 км/27.9 млн лет = 408.6 км/млн лет. Пользуясь сходным подходом, были определены суммарные длины зоны спрединга Галапагос (4600 км) и зоны спрединга на гребне Чилийского поднятия (с учетом того факта, что часть этой зоны субдуцирована – около 3000 км). Начало спрединга в пределах первой из них датируется аномалией № 6 (20 млн лет), в пределах второй – аномалией 6С (25 млн лет). Отсюда получаем скорости пропагейтинга соответственно 230 км/млн лет и 120 км/млн лет.

Внутприплитная вулкано-тектоническая активность в связи с изменением относительного движения Тихоокеанской плиты и перестройкой дивергентной границы плит

Проведенные оценки темпов перестройки геометрии границы раздвига плит показывают, что она произошла за относительно короткое (по геологическим масштабам) время. Обращает также внимание тот факт, что изменение кинематики плит сопровождалось возникновением новых границ раздвига к востоку от гребня ВТП – на Чилийском поднятии и хребте Галапагос. Как показано выше, скорости пропагейтинга в пределах каждой из этих границ так же оказываются по порядку близкими к скорости продвижения оси на гребне ВТП. Еще одним его геодинамическим «откликом» явилось прекращение активного вулканизма в Командорском звене Командорско-Алеутской островной вулканической дуги после изменения относительного движения Тихоокеанской плиты, что объясняется возникновением в этом звене сдвиговой компоненты (Хаин, 2001). В совокупности все перечисленные факты, относящиеся к изменению кинематики плит и к его геодинамическим последствиям, дают основание полагать, что причиной изменения относительной кинематики Тихоокеанской плиты и плановой геометрии спрединга было весьма интенсивное и мощное воздействие на систему плит в Тихом океане. Начало этого воздействия на плиту датируется поздним мелом (аномалия № С33, 73.6 млн. лет), а длилось оно, судя по продолжительности процесса пропагейтинга оси аккреции с ее новой плановой геометрией, достаточно долго. Не исключено, что возникновение север–северо-запад – восток–юго-восточного структурного плана, проявленного в структурных линеаментах сходного простирания, включающих в себя многочисленные вулканические подводные горы, в том числе сложенные вулканитами с возрастом более молодым относительно океанского фундамента, является отражением релаксации напряжений, возникших в литосфере под влиянием именно этого воздействия. Полосовидные гравитационные аномалии этого же простирания, отражающие плотностные неоднородности земной коры, можно рассматривать как дополнительное свидетельство такого воздействия. Его причиной могли быть резкая смена структуры мантийной конвекции и/или существенные изменения в динамике субдукции плит по периферии океана, которые рассматриваются как гипотетические движущие силы плит; могут быть и иные причины. Однако, какова бы ни была природа такого

воздействия, следствием его могло быть существенное изменение геодинамической обстановки не только на самой дивергентной границе, но и внутри литосферной плиты. Такие изменения могут рассматриваться как фактор, способствовавший проявлениям вулкано-тектонической активности внутри плиты».

Как следует из анализа исходных материалов, проведенного на различных масштабных уровнях, проявления внутриплитной вулкано-тектонической активности разделяются на прямые и косвенные. К прямым относятся:

- высокая расчлененность подводного рельефа в пределах полигона крупномасштабных исследований РРР-ЖМК в Северо-Восточной котловине Тихого океана, нетипичная для абиссальных океанских котловин, наличие тектонических нарушений, секущих всю толщу осадочного чехла;

- присутствие холмов вулканической природы в пределах полигона РРР-ЖМК, сложенных базальтами различной степени дифференциации, абсолютный возраст которых значительно меньше, чем возраст океанского фундамента в точке отбора образцов;

- многоэтапность вулканической деятельности в пределах РРР-ЖМК: как было указано, проявления вулкано-тектонической активности зафиксированы на позднеолигоцен-раннемиоценовом, ранне-среднемиоценовом и позднемиоценовом этапах.

- наличие во внутренних частях Тихоокеанской литосферной плиты несогласных в плане и пересекающихся структурных трендов, образованных локальными конусообразными морфоструктурами предположительно вулканической природы; по крайней мере, часть таких построек образовалась во внутриплитной обстановке.

К косвенным относятся:

- совпадение простирания двух рассмотренных структурных трендов с простиранием трансформных разломов, относящихся к различным этапам спрединга – до и после перестройки его плановой геометрии;

- заметное увеличение числа конусообразных морфоструктур предположительно вулканической природы в зонах пересечения структурных трендов, т.е. свидетельство влияния тектоники на их возникновение.

Эти данные в совокупности с проведенными оценками темпов изменения плановой геометрии границы раздвига дают основание модифицировать схему приспособления этой границы к изменению относительного движения плит. Существующая схема не предполагает геодинамического влияния перестройки границы раздвига на внутренние области плит (рис. 6а) (Menard, Atwater, 1968).

Из проведенного нами анализа, напротив, вытекает возможность формирования внутриплитных линейных зон вулкано-тектонической активности, имеющих простирание, согласное с простиранием трансформных разломов, возникших после смены плановой геометрии спрединга (рис. 6б). Предположительно их природа связывается с изменением геодинамической обстановки во внутренних областях плит океанской литосферы. Поскольку с трансформными разломами ранней стадии спрединга (до изменения его плановой геометрии) также генетически

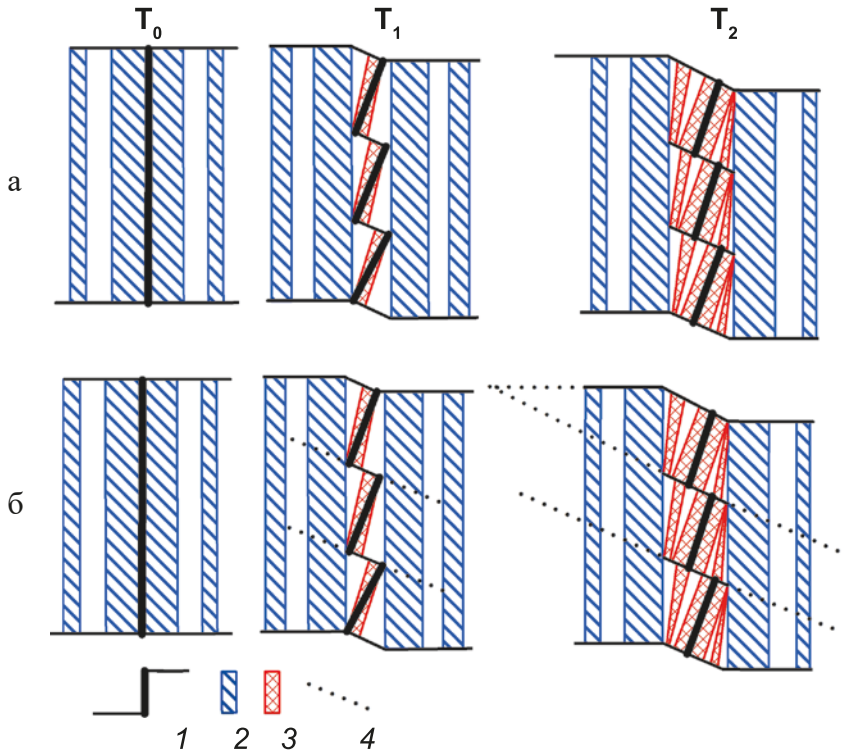


Рис. 6. Принципиальная схема перестройки плановой геометрии спрединга на гребне ВТП (**а** – по (Menard, Atwater, 1968), **б** – с дополнениями), иллюстрирующая возникновение внутриплитных зон вулкано-тектонической активизации. T_0 – плановая геометрия до перестройки, T_1 – начало перестройки, T_2 – ее завершение. *1* – зоны спрединга (утолщенная линия) и трансформные разломы (тонкая линия). Полосовые магнитные аномалии: *2* – до перестройки плановой геометрии зоны аккреции, *3* – после нее, *4* – предполагаемые тренды вулкано-тектонической активизации

ассоциируются локальные вулканические морфоструктуры, в океанской литосфере формируются несогласные в плане структурные тренды. Предлагаемая схема объясняет возникновение подводных вулканических построек во внутренних областях плиты, тектонических нарушений и образование пересекающихся в плане структурных трендов. В то же время она, разумеется, не исключает формирование подводных вулканов в зоне аккреции на гребне срединно-океанских хребтов.

Возможная связь внутриплитной вулкано-тектонической активности с кинематикой относительного движения Тихоокеанской плиты позволяет несколько иначе взглянуть на распространенную точку зрения относительно главного фактора внутприплитной геодинамики океанских плит – возрастания их мощности. Согласно ему, литосферная плита, двигаясь в сторону от дивергентной границы, становится все более жесткой и все менее подверженной каким-либо вулкано-тектоническим процессам. Проведенный анализ фактических данных по северо-восточному и южному секторам Тихоокеанской плиты в связи с ее кинематикой свидетельствует, что внутренние области плит вряд ли можно считать вулканически и тектонически пассивными.

Заключение

• Анализ альтиметрических, батиметрических и гравиметрических материалов в северо-восточном и южном секторах Тихоокеанской плиты, а также детальных данных о подводном рельефе, строении осадочного чехла, составе и абсолютном возрасте базальтов, полученных в пределах района отечественных геологоразведочных работ на железомарганцевые конкреции (зона Кларион-Клиппертон) позволил выявить прямые и косвенные признаки вулкано-тектонической активности во внутренних областях плиты.

• В пределах указанных секторов на различных масштабных уровнях прослежены несогласные в плане, пересекающиеся структурные тренды, образованные локальными конусообразными формами рельефа предположительно вулканической природы, которые группируются и вдоль трансформных разломов, и на продолжении разломов, относящихся к различным этапам относительного движения Тихоокеанской плиты. Этим этапам соответствует различная плановая геометрия спрединга.

• Осуществлены приближенные оценки угловой скорости поворота оси спрединга и линейной скорости ее продвижения при изменении относительного движения Тихоокеанской плиты. Предложена усовершенствованная схема адаптации зоны спрединга и внутренних частей плиты к изменению направления ее относительного движения, согласно которой существенным фактором внутриплитной вулкано-тектонической активности является изменение геодинамической обстановки внутри плиты, обусловленное внешним воздействием на нее.

В работе использованы геологические материалы, полученные в рамках госконтракта № 43/01/101-12.

Литература

Кононов М.В. Тектоника плит северо-запада Тихого океана М.: Наука, 1989. 168 с.

ЛеПишон К.,Франшто Ж., Бонин Ж. Тектоника плит. М.: Мир, 1977. 287 с.

Лыгина Т.И. Внутриплитная вулканическая и гидротермальная активность в океане – новые факты // Природа. 2010. № 5. С. 36–45.

Лыгина Т.И., Глазырина Н.В., Глазырин Е.А. Результаты изучения магматических пород одного из участков зоны Кларион-Клиппертон (Тихий океан) // Материалы XXII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии «Геология морей и океанов». Москва, 20–24 ноября 2017 г. М.: ИО РАН, 2017. Т. 2. С. 349–353.

Мирлин Е.Г., Лыгина Т.И., Асавин А.М., Чесалова Е.И. Вулкано-тектоническая активность океанской литосферы в восточном секторе Тихого океана // Океанологические исследования. 2019. Т. 47. № 1. С. 198–222.

Пущаровский Ю.М. Крупнейшие линейные тектоновулканические поднятия в океанах // Геотектоника. 2011. № 2. С. 3–16.

Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов. Москва: Научный мир, 2001. 606 с.

Чесалова Е.И. Использование ГИС-технологий для классификации подводных форм рельефа и оценки их рудной продуктивности (на примере Магеллановых подводных гор, Тихий океан) // Геоинформатика. 2014. № 3. С. 18–25.

Юбко В.М., Лыгина Т.И. Внутриплитные вулкано-гидротермальные системы зоны Кларион-Клиппертон Тихого океана // Доклады РАН. 2015. Т. 462. № 4. С. 452–455.

Юбко В.М., Лыгина Т.И. Вулканическая и гидротермальная активность внутриплитных районов океанского дна (на примере зоны Кларион-Клиппертон Тихого океана) // Материалы XXIII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии «Геология морей и океанов». Москва, 18–22 ноября 2019 г. М.: ИО РАН, 2019. Т. 2. С. 262–266.

Юбко В.М., Стоянов В.В., Горелик И.М. Геологическое строение и рудоносность зоны Кларион-Клиппертон Тихого океана // Советская геология. 1990. № 12. С. 72–80.

Boschman L.M., VanHinsbergen D.J.J. On the enigmatic birth of the Pacific Plate within the Panthalassa ocean // Advancement of Science. 2016. P. 1–6.

Clouard V., Bonneville A. Ages of seamounts, islands, and plateaus on the Pacific plate // Geological Society of America. Special Paper, 2005. Vol. 388. P. 71–90.

Croon M.B., C. Cande S.C., Stock J.M. Revised Pacific-Antarctic plate motions and geophysics of the Menard Fracture Zone // Geochemistry, Geophysics, Geosystem. 2008. Vol. 9. No. 7. P. 1–20.

Gardner J.V., Dean W.E., Blakely R.J. Shimada Seamount: an example of recent mid-plate volcanism // Bull. Geol. Soc. Amer. 1984. 95. No. 7. P. 855–862.

Gurnis M., Mark Turne M., Zahirovic S., DiCaprio L., Spasojevic S., Muller R.D., Boyden J., Seton M., Manea V.C., Dan J. Bower D.J. Plate tectonic reconstructions with continuously closing plates // Computers and Geosciences. 2012. Vol. 38. P. 35–42.

Handschumacher D.W. Post-Eocene plate tectonics of the eastern Pacific / G.H. Sutton, M.H. Manghnani and R. Moberly (ed.) // The Geophysics of the Pacific Ocean Basin and Its Margins. Geophys. Monogr., Am. Geophys. Union. 1976. Vol. 19. P. 177–202.

Herron E.M. Sea-floor spreading and the Cenozoic history of the East-Central Pacific // Bull. Geol. Sot. Am. 1972. Vol. 83. P. 1671–1692.

Herron E.M. and Tucholke B.E. Sea-floor magnetic patterns and basement structure in the Southeastern Pacific. / C.D. Hollister, C. Craddock, et al. // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. 1976. Vol. 35. U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., P. 263–278.

Menard H.W., Atwater T. Changes in direction of the sea-floor spreading // Nature. 1968. Vol. 219. P. 463–467.

Muller R.D., *Roest W.R., Royer J-Y., Cahagan L.M., and Sclater J.G.* Digital isochrons of the world's ocean floor // Journal of Geophysical Research-Solid Earth. 1997. Vol. 102. P. 3211–3214.

Rowley D.B., Forte A.M., Rowan C.J., Glišović P., Moucha R.,Grand S.P., Simmons N.A. Kinematics and dynamics of the East Pacific Rise linked to a stable, deep-mantle upwelling // Science advances. 2016. Vol. 2. P.15–33.

Sandwell D.T., Smith W.H.F., Gille S., Kappel E., Jayne S., Soofi K., Coakley B., and Geli L. Bathymetry from space: Rationale and requirements for a new, high-resolution altimetric mission // *Comptes Rendus Geoscience*. 2006. Vol. 338 (14–15). P. 1049–1062.

Scotese C.R. Paleomap Project. 2002. http://www.scotese.com.

Seton M., Müller R.D., Zahirovic S., Gaina C., Torsvik T., Shephard G., Talsma A., Gurnis M., Turner M., Maus S., Chandler M. Global continental and ocean basin reconstructions since 200 Ma // Earth-Science Reviews. 2012. Vol. 113. P. 212–270.

Smoot N.C. Ocean Survey Program (OSP) Bathymetry History: Jousting with Tectonic windmills // Himalayan Geology. Vol. 22 (1). 2001. P. 65–80.
Whitman J.M., Harrison C.G.A., Brass G.W. Tectonic evolution of the Pacific Ocean since 74 Ma // Tectonophysics. 1983. Vol. 99. P. 241–249.

THE INTRAPLATE VOLCANO-TECTONIC ACTIVITY IN NORTH-EASTERN AND SOUTH SECTORS OF THE PACIFIC LITHOSPHERIC PLATES WITH THE CONNECTION OF THE CHANGE OF ITS RELATIVE MOTION

Mirlin E.G.[1], Lygina T.I.[2], Chesalova E.I.[1]

[1]Vernadsky state geological museum of Russian Academy of Sciences,
11, bld. 11, Mokhovaya st., Moscow, 125009, Russia
[2]JSC Yuzhmorgeologiya,
20, Krymskaya st., Gelendzhik, 353461, Russia
e-mail: egmmir@gmail.com
Submitted 20.08.2021, accepted 28.10.2021.

The analysis of altimetric data in combination with bathymetry and gravimetry materials in the north-eastern and southern sectors of the Pacific Ocean, as well as detailed data on the underwater relief, the structure of the sedimentary cover, the composition and absolute age of basalts obtained within the area of domestic geological exploration for ferromanganese nodules (the Clarion-Clipperton zone) is carried out. Structural trends formed by local cone-shaped local structures of presumably volcanic nature, grouped along transform faults belonging to various stages of the kinematics of the Pacific Plate, have been traced in the structure of the oceanic lithosphere at various scale levels. The first trend corresponds to the extension of the fault system corresponding to the spreading system on the crest of the East Pacific rise before the restructuring of its planned geometry in the Paleocene-Eocene, the second coincides with their extension after the change in the relative movement of the Pacific Plate. The trends are characterized by planned disagreement, and an increase in the number of seamounts is observed in the areas of their intersection. Within the area of detailed studies, obvious signs of volcanic-tectonic activity were revealed: high dissection of the underwater relief, hills of different heights with steep slopes, whose volcanic nature is confirmed by differentiated basalts raised from their slopes, the absolute age of which indicates the multi-stage outpourings that occurred in an intraplate environment. The angular velocity of rotation of the spreading axis and the linear velocity of its advance with changes in the kinematics of the Pacific plate are estimated and possible reasons for changes in its relative motion are considered. An improved scheme of adaptation of the spreading zone to a change in the direction of relative plate movement is proposed, acc0ording to which an essential factor of intraplate volcanic-tectonic activity is the relaxation of stresses in the plate caused by external influence on it.

Keywords: kinematics of relative motion, altimetry, seamounts, basalts, isotope-geochemical heterogeneity, structural trends, divergent plate boundary, volcanic-tectonic activity

Acknowledgement: The work was supported by an RFBR grant No 43/01/101-12.

References

Boschman, L.M. and D.J.J. VanHinsbergen, 2016: On the enigmatic birth of the Pacific Plate within the Panthalassa ocean. *Advancement of Science*, 1–6.

Chesalova, E.I., 2014: Ispolzovanie GIS-tehnologiy dlay klassifikacii podvodniyh gor i ocenki ih rudnoy productivnosti (na primere Magellanovyh podvodnyh gor). *Geoinformatika*, 3, 18–25.

Clouard, V. and A. Bonneville, 2005: Ages of seamounts, islands, and plateaus on the Pacific plate. *Geological Society of America*. *Special Paper*, **388**, 71–90.

Croon, M.B., C.S.C. Cande, and J.M. Stock, 2008: Revised Pacific-Antarctic plate motions and geophysics of the Menard Fracture Zone. *Geochemistry, Geophysics, Geosystem*, 9, 7, 1–20.

Gardner, J.V., W.E. Dean, and R.J. Blakely, 1984: Shimada Seamount: an example of recent mid-plate volcanism. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **95**(7), 855–862.

Gurnis, M., M. Mark Turne, S. Zahirovic, L. DiCaprio, S. Spasojevic, R.D. Muller, J. Boyden, M. Seton, V.C. Manea, J. Dan, D.J. Bower, 2012: Plate tectonic reconstructions with continuously closing plates. *Computers and Geosciences*, **38**, 35–42.

Hain, V.E., 2001: *Tektonika kontinenetov i okeanov*. Moscow: Nauchniy mir, 606 p.

Handschumacher, D.W., 1976: Post-Eocene plate tectonics of the eastern Pacific. G.H. Sutton, M.H. Manghnani and R. Moberly (ed.). *The Geophysics of the Pacific Ocean Basin and Its Margins. Geophys. Monogr., Am. Geophys. Union,* **19**, 177–202.

Herron, E.M., 1972: Sea-floor spreading and the Cenozoic history of the East-Central Pacific. *Bull. Geol. Sot. Am*., **83**, 1671–1692.

Herron, E.M. and B.E. Tucholke, 1976: Sea-floor magnetic patterns and basement structure in the Southeastern Pacific. C.D. Hollister, C. Craddock, et al. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project.* **35**, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., 263–278.

Kononov, M.V., 1989: *Tektonika plit severo-zapada Tihogo okeana*. Moscow, Nauka, 168 p.

LePishon, K., G. Frannshto, and G. Bonin, 1977: *Tektonika plit*. Moscow, Mir, 287 p.

Lygina, T.I., 2010: Vnutriplitnaya vulanicheskaya i gidrotermalnaya aktivnost v okeane – novye facty // *Priroda*, **5**, 36–45.

Lygina, T.I., N.V. Glazyrina, and E.A. Glazyrin, 2017: Rezultaty izucheniaya magmaticheskih porod odnogo iz uchastkov zony Klarion-Klipperton (Tihiy ocean). *Materialy XXII Mezdunarodnoy nauchnoi konferencii (Shkoly) po morskoy geologii «Geologiay morey i okeanov»*. Moscow, 20–24 noaybray, 2017 g., Moscow: IO RAN, **2**, 349–353.

Menard, H.W. and T. Atwater, 1968: Changes in direction of the sea-floor spreading. *Nature,* **219**, 463–467.

Mirlin, E.G., T.I. Lygina, A.M. Asavin, and E.I. Chesalova, 2019: Vulkano-tektonichesakaya aktivnost okeanicheskoy litosfery v vostochnom sektore Tihogo okeana. *Okeanicheskiye issledovaniaya*, **47**(1), 198–222.

Muller, R.D., W.R. Roest, J-Y. Royer, L.M. Cahagan, and J.G. Sclater, 1997: Digital isochrons of the world's ocean floor. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, **102**, 3211–3214.

Pusharovskiy, U.M., 2011: Krupneishye lineinye tektonovulkanicheskiey podnyatiay v okeanah. *Geotektonika*, **2**, 3–16.

Rowley, D.B., A.M. Forte, C.J. Rowan, P. Glišović, R. Moucha, S.P. Grand, N.A. Simmons, 2016: Kinematics and dynamics of the East Pacific Rise linked to a stable, deep-mantle upwelling. *Science advances*, **2**, 15–33.

Sandwell, D.T., W.H.F. Smith, S. Gille, E. Kappel, S. Jayne, K. Soofi, B. Coakley, and L. Geli, 2006: Bathymetry from space: Rationale and requirements for a new, high-resolution altimetric mission. *Comptes Rendus Geoscience*, **338** (14–15), 1049–1062.

Scotese, C.R. *Paleomap Project*, 2002, http://www.scotese.com.

Seton M., R.D. Müller, S. Zahirovic, C. Gaina, T. Torsvik, G. Shephard, A. Talsma, M. Gurnis, M. Turner, S. Maus, and M. Chandler, 2012: Global continental and ocean basin reconstructions since 200 Ma. *Earth-Science Reviews*, **113**, 212–270.

Smoot, N.C., 2001: Ocean Survey Program (OSP) Bathymetry History: Jousting with Tectonic windmills, *Himalayan Geology*, **22**(1), 65–80.

Ubko, V.M. and T.I. Lygina, 2015: Vnutriplitnye vulkano-gidrotermalnye sistemy zony Klarion-Klipperton Tihogo okeana. *Doklady RAN*, **462**(4), 452–455.

Ubko, V.M. and T.I. Lygina, 2019: Vnutriplitnaya I gidrotermalnaya aktivnost vnutriplitnyh raionov okeanicheskogo dna (na primere zony Klarion-Klipperton Tihogo okeana). *Materialy XXIII Megdunarodnoy nauchnoy konferencii (Shkoly) po morskoy geologii «Geologiay morey i okeanov»*. Moscow, 18–22 november, 2019, Moscow, IO RAN, **2**, 262–266.

Ubko, V.M., V.V. Stoyanov, and I.M. Gorelik, 1990: Geologicheskoe stroenie I rudonosnos zony Klarion-Klipperton Tihogo okeanat. *Sovetskaya geologiaya*, **12**, 72–80.

Whitman, J.M., C.G.A. Harrison, and G.W. Brass, 1983: Tectonic evolution of the Pacific Ocean since 74 Ma, *Tectonophysics*, **99**, 241–249.