

УДК 550.361

ОСОБЕННОСТИ ТЕПЛОВОГО ПОТОКА В ТРАНСФОРМНЫХ РАЗЛОМАХ СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКИ И ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ПАЦИФИКИ

© 2017 г. М. Д. Хуторской*, Б. Г. Поляк

Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., д. 7

*e-mail: mkhutorskoy@ginras.ru

Поступила в редакцию 15.05.2016 г.

Рассмотрены морфоструктура и тепловой поток в зонах трансформных разломов Северной Атлантики и Юго-Восточной Пацифики. Подчеркнуто принципиальное различие теплового потока в активных и пассивных частях таких разломов. В активных частях, расположенных между примыкающими к разлому сегментами срединно-океанического хребта (СОХ), измеренный тепловой поток близок к наблюдаемому в рифтовых зонах СОХ и рассматривается, как суммарный эффект кондуктивной теплопроводности океанической коры и конвективного теплопереноса при циркуляции гидротерм внутри океанической коры. В пассивных частях тепловой поток по мере удаления от СОХ снижается до фоновых значений, характерных для талассократонов. Факторами, деформирующими тепловой поток, являются скорость седиментации в зоне разлома и рефракция кондуктивного теплового потока из-за неоднородности теплофизических свойств геологического разреза.

Ключевые слова: тепловой поток, трансформный разлом, Срединно-Атлантический хребет, Восточно-Тихоокеанское поднятие, активная и пассивная части трансформного разлома, теплопроводность, конвективный теплоперенос

DOI: 10.7868/S0016853X17010027

ВВЕДЕНИЕ

Срединные хребты Мирового океана (СОХ) представляют глобальную систему рифтовых впадин, ширина которых обратно пропорциональна скорости спрединга. Каждый хребет расчленен на отдельные сегменты разломами, простирающимися практически перпендикулярно осям хребтов. Амплитуда смещений оси хребта вдоль таких разломов, как правило, десятки и сотни километров [7], но иногда достигает тысячи километров: Мендосино, Кларион, Элтанин — в Тихом океане, Романш, Риу-Гранди — в Атлантике; Оуэн — в Индийском океане. Эти крупнейшие разломы океанической коры Ю.М. Пушаровский предложил называть трансокеанскими, или демаркационными [12].

Впервые на существование таких разломов обратил внимание Дж. Вилсон [30]. В отличие от позднейших исследователей [7], он считал их структурами океанской литосферы первого порядка и предложил называть трансформной (transform) любую зону или область, в которой один структурный элемент смыкается с другим. Такие области сочленения встречаются не только в океанической, но и в континентальной коре (например, в Пиренеях и в Скалистых горах), но для океанических пространств Дж. Вилсон подчеркивал билатеральную симметрию этих областей.

Вдоль трансформной разломной зоны между ее пересечениями с осями спрединга в двух соседних сегментах СОХ выделяются участки, подверженные динамическому и термическому воздействию деформаций сдвига и сопутствующих эндогенных процессов. Их называют активными частями разлома. Как правило, активные части разлома разделяют разновозрастные фрагменты океанического хребта. Участки, где в настоящее время нет сдвиговых деформаций, называют пассивными частями, или следами трансформных разломов. Они расположены на внешних сторонах хребта [2].

Геодинамические проявления в активных и пассивных частях разломов по своему характеру сильно различаются. Как было установлено в результате сейсмического мониторинга [23], частые слабые землетрясения ($M \leq 4$), происходящие вдоль активных частей разломов (рис. 1), квазисинхронны с активным вулканизмом в прилегающих сегментах срединного хребта. Преобладающие вдоль активных участков разломов более сильные сейсмические события со сдвиговым механизмом, вызывая разрыв сплошности среды, создают предпосылки для подъема магмы и здесь. Таким образом, магматизм срединного хребта и сейсмичность трансформного разлома — это два сопряженных геодинамических явления.

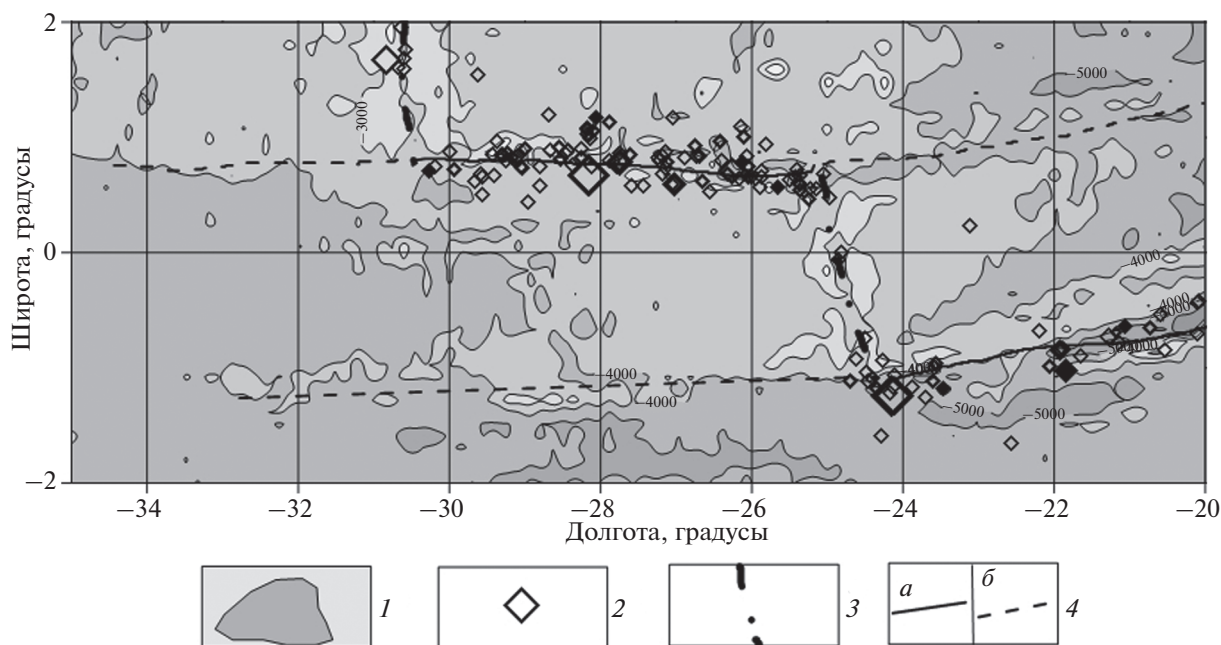


Рис. 1. Распределение эпицентров землетрясений (период с 01.2005 по 01.2016) в районе трансформного разлома Чарли-Гиббс.
1 — изобаты (сечение — 1000 м); 2 — эпицентры землетрясений (размер ромба пропорционален магнитуде); 3 — ось Срединно-Атлантического хребта; 4 — ось трансформного разлома: а — активная часть, б — пассивная часть

Важную информацию о природе трансформных разломов дает изучение геоэнергетического аспекта их развития. Непосредственно вынос глубинного тепла из океанской литосферы характеризуют измерения кондуктивного теплового потока (ТП). Долгое время считалось, что эти измерения определяют полные теплопотери в дивергентных зонах океанической плиты.

Но в рифтовых впадинах вдоль осей СОХ обнаружены аномально высокие, “нулевые” и даже отрицательные значения плотности кондуктивного теплового потока. Поскольку спрединг океанического дна происходит в результате внедрения мантийного материала, наблюдаемый здесь ТП формируется не только кондуктивным, но и конвективным выносом тепла вулканизмом и гидротермальными циркуляционными системами, возникающими в рифтовых впадинах. Когда оси хребтов, как в Калифорнийском заливе или Красном море, перекрыты мощным чехлом осадков, препятствующим разгрузке магмы и термальных вод на поверхность дна, измеренный кондуктивный ТП в рифтовых впадинах достигает “ураганных” величин, во много раз превышающих среднепланетарное значение. Такие значения адекватны общим теплопотерям, так как в этих случаях их конвективный компонент экранируется осадками и близок к нулю. В других условиях, когда мощность осадочных пород мала, уже кондуктивный компонент может оказаться нулевым (а над пологим разломом, вдоль которо-

го разгружаются гидротермы, даже отрицательным), но это вовсе не значит, что в этом месте тепло не удаляется из литосферы. Просто здесь оно целиком выносится конвекцией при почти нулевом или не превышающем адиабатического (0.4 мВт/м^2) кондуктивном ТП внутри восходящей ветви конвективной гидротермальной ячейки (“адвективной струи”). Средние же величины полных теплопотерь, рассчитанные как сумма кондуктивного и конвективного компонентов, в разных отрезках океанических хребтов находятся, по разным оценкам, в диапазоне $400\text{--}700 \text{ мВт/м}^2$ [11, и др.]. Примерно те же цифры дали подсчеты общих теплопотерь в рифтовых зонах Исландии с учетом масштабов разгрузки гидротерм [10].

В астеносфере же количество тепла, переносимого восходящей адвекцией магмы приблизительно равно $Q \approx \rho c_p j T$, где j — скорость ее вертикальной миграции ($\sim 2 \times 10^{-10} \text{ м/с}$), $\rho = 2800 \text{ кг/м}^3$ — плотность магмы; $c_p = 1050 \text{ Дж/(кг К)}$ — ее удельная теплоемкость при постоянном давлении; $T = 1300^\circ\text{C}$ — ее температура. При таких значениях сомножителей конвективный вынос тепла оценивается величиной $Q \approx 800 \text{ мВт/м}^2$. Если сконцентрировать суммарный поток тепла в узкой осевой зоне магматического резервуара диаметром порядка 10 км, в которую “сливается” магма из более широкой 100-километровой области астеносферы благодаря центростремительной горизонтальной составляющей фильтрации

(этим, кстати, можно объяснить отсутствие сплошной линии вулканизма вдоль оси СОХ), то полный тепловой поток в рифтовой зоне примерно будет соответствовать тем “ураганным” его значениям, которые измерены в Калифорнийском заливе и Красном море.

По сравнению с рифтовыми впадинами СОХ зоны трансформных разломов, так интересовавшие Ю.М. Пушаровского и его учеников [8, 12, 13], изучены слабее, распределение в них геофизических и в том числе геотермических параметров выяснено фрагментарнее, и в результате моделей их глубинного строения и эволюции, тем более общепризнанных, практически нет [3]. Данная статья стремится хотя бы отчасти восполнить этот пробел, поскольку некоторые из этих зон все же охарактеризованы достаточным количеством геотермических данных [1, 11, 15, 16, 18, 25].

ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ТРАНСФОРМНЫХ РАЗЛОМОВ АТЛАНТИКИ

Зона разломов Вима (~11° с.ш.). Зона разломов Вима представляет собой чередование линейных горных массивов и депрессий — широтных разрывов, по которым лежащий севернее отрезок Срединно-Атлантического хребта (САХ) сдвинут к западу почти на 3°, а длина активной трансформной зоны оценена в 320 км. Формирование линейных горных массивов внутри разломной зоны связывают с раздвижением. При этом легкоплавкие мантийные дифференциаты могут подниматься по разломной трещине. Высокотемпературное мантийное вещество прогревает борта контактирующих блоков литосферы и за счет термического расширения слагающих их пород формирует “термический рельеф приразломных зон” [3]. Депрессии заполнены плейстоценовыми турбидитами мощностью до 1 км [19]. Активная часть разлома (между соседними отрезками САХ) сейсмична. Эпицентры землетрясений расположены вдоль подножья южной стенки разлома; механизмы в гипоцентрах свидетельствуют о преимущественно сдвиговом движении по трансформному разлому. Пассивные же части разлома асейсмичны [28].

Распределение теплового потока в массивах и депрессиях носит принципиально различный характер (рис. 2). В первых оно показывает довольно широкий разброс значений — от 9 до 100 мВт/м² ($n = 11$), хотя средние величины кондуктивного ТП в северном и южном массивах внутри зоны разлома примерно равны (соответственно 59 и 51 мВт/м² при $1\sigma \approx 31$ мВт/м²). Широтные депрессии отличаются относительно стабильными и аномально высокими его величинами (112–260 мВт/м²) при среднем значении и

стандартном отклонении 152 и 41 мВт/м² соответственно ($n = 27$).

Разлом Атлантик. Субширотный разлом Атлантик пересекает САХ в полосе между 28.5° и 31° с.ш. По этому разлому ось САХ в его прилегающем с севера сегменте смещена относительно южного на 67 км к востоку [15]. В своей активной части разлом представляет собой трог, дно которого образует цепь котловин с плоским дном на глубинах 5250–4980 м; ширина дна составляет 2–4 км. В восточной части, в районе сочленения с рифтовой долиной трог оканчивается порогом и далее прослеживается в виде поперечных уступов, гряд и ложбин. На западе дна трога также имеет порог.

При драгировании во время проведения 24-го рейса НИС “Академик Курчатов” в пределах северного борта разлома были подняты снизу вверх: метагаббро и серпентиниты (4200 м), серпентиниты (2980–2780 м), габбро и базальты (2540–2820 м), базальты и серпентиниты (1800–1960 м), а на южном борту — диабазы и габбро (2580–3020 м), габбро и серпентиниты (1320–1600 м) (Г.П. Кашинцев, устное сообщение, 1980 г.).

Характер распределения ТП в активной и пассивных частях разлома заметно различается (рис. 3). В активной части измерены как “ураганные” его значения: 300 и 370 мВт/м², так и относительно низкие — 40 и 42 мВт/м²; этот контраст наглядно отражает влияние восходящего тепломассопереноса. На флангах же разлома вдоль него величины кондуктивного теплового потока более однородны — от 70 до 120 мВт/м².

В пассивных частях трансформного разлома причинами вариаций кондуктивного ТП могут быть, как отмечено во введении, искажающие его факторы: влияние рельефа дна и контраста теплопроводности между донными илами и породами второго и третьего слоев океанической коры. Измерения теплофизических свойств пород, извлеченных грунтовыми трубами и драгами [15], показали, что среднее значение теплопроводности пелитовых илов почти в три раза ниже, чем у серпентинизированных габбро (соответственно 1.1 и 3.1 Вт/(м · К)). Наибольшие искажения глубинного теплового потока (до 40–50%) приурочены к краевым частям осадочных линз (рис. 4). Учитывая эти искажения, для определения величины глубинного теплового потока в значения, измеренные в восточной пассивной части разломной зоны, внесены соответствующие поправки. В южной депрессии этой зоны он составляет 38 мВт/м², а в северной — 51 мВт/м².

Азоро-Гибралтарская разломная зона. Протягиваясь от САХ до Гибралтарского пролива вдоль субширотного поднятия дна океана — Азорского плато, эта разломная зона формирует западную

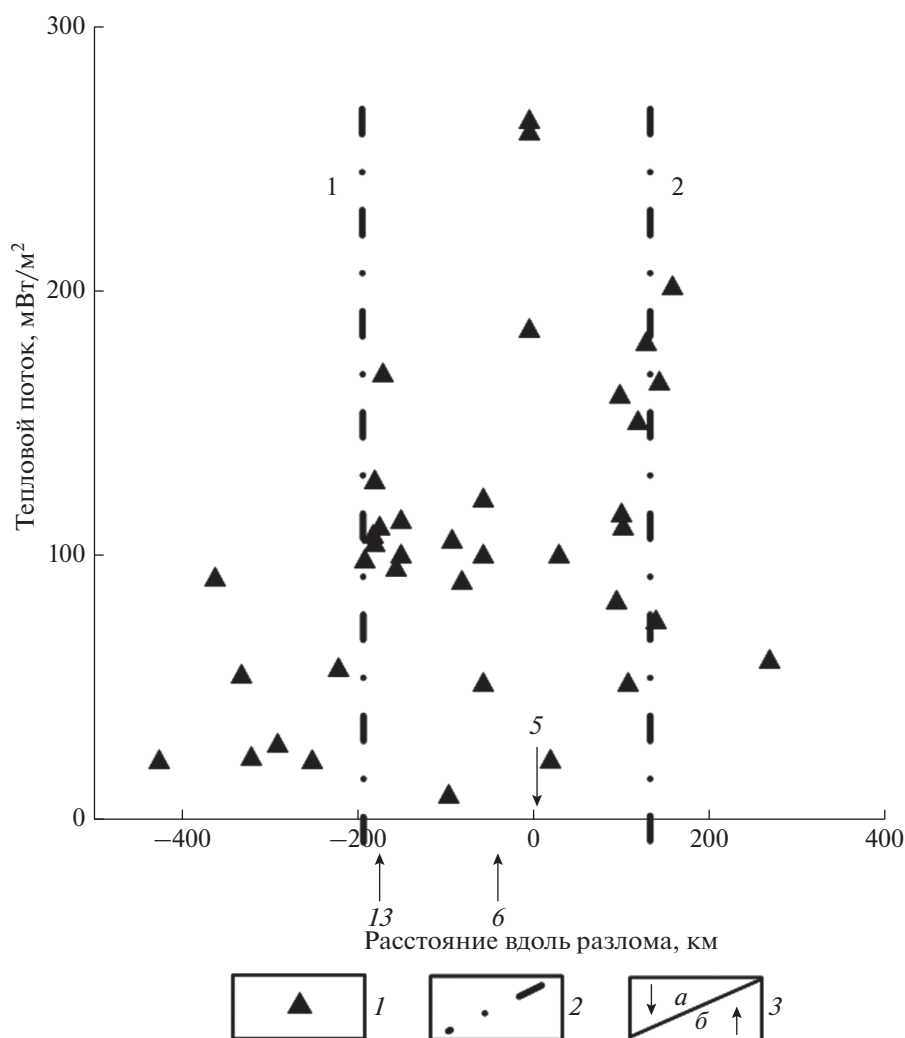


Рис. 2. Тепловой поток (ТП) в районе разлома Вима.

1 – локализация измерений относительно оси разлома и значение ТП (мВт/м²), 2 – положение осей САХ (севернее – 1, южнее оси разлома – 2), 3 – положение идентифицированных магнитных аномалий и их номер: *a* – южнее, *b* – севернее оси разлома. Нулевая отметка на оси абсцисс приурочена к центру активной части разлома

часть области сочленения литосферных плит: Евразийской на севере и Африканской на юге (рис. 5). Зона представляет собой район современной сейсмической активности (в исторический период известны землетрясения с $M > 8$), и ярких наземных и подводных проявлений вулканизма и гидротермальной деятельности. Исходя из особенностей сейсмичности, подводного рельефа и тектоники, зону разделяют на три сегмента [20 и др.].

Западный, или собственно Азорский сегмент (от 35° до 24° з.д.) включает точку тройного сочленения Американской, Евразийской и Африканской плит. В этой точке северный отрезок САХ смещен относительно южного к востоку на ~50 км. В пределах этого сегмента Азоро-Гибралтарской зоны граница плит осложнена хребтом Терсейра,

который местами поднимается над уровнем моря и характеризуется активным вулканизмом и высокой сейсмичностью. Ось растяжения хребта Терсейра ориентирована на северо-восток с азимутом 25° (см. рис. 5). Судить о суммарных теплотермах в хребте Терсейра не позволяет отсутствие здесь измерений ТП.

В этом сегменте лежит венчающий Азорское плато архипелаг, состоящий из девяти островов – Корво и Флореш, расположенных западнее оси Срединно-Атлантического хребта, и семи к востоку от нее – Файял, Пико, Сан Хорхе, Грациоза, Терсейра, Сан Мигель и Санта Мария. Плато с юга ограничено субширотным Восточно-Азорским разломом, который сейсмически пассивен.

В пределах собственно Азорского плато распределение теплового потока пока изучено недо-

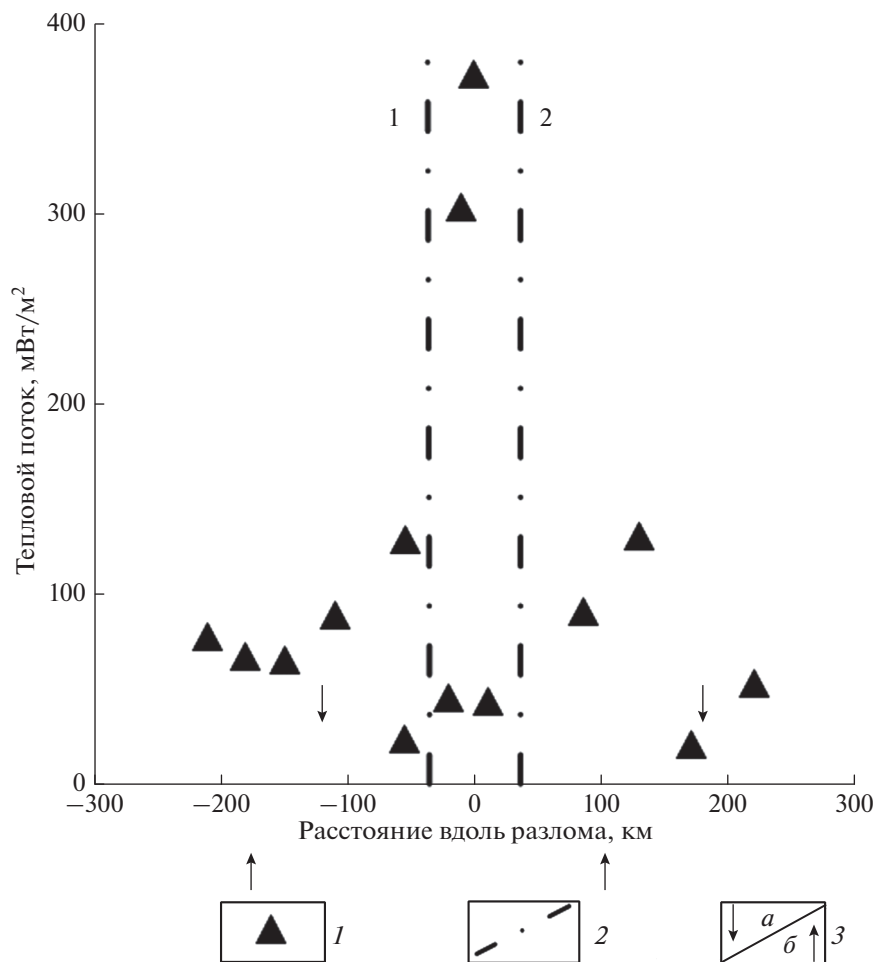


Рис. 3. Тепловой поток в районе разлома Атлантик.

1 – локализация измерений и значение ТП (мВт/м²), 2 – положение осей САХ, 3 – положение идентифицированной магнитной аномалии № 5: а – южнее разлома, б – севернее разлома

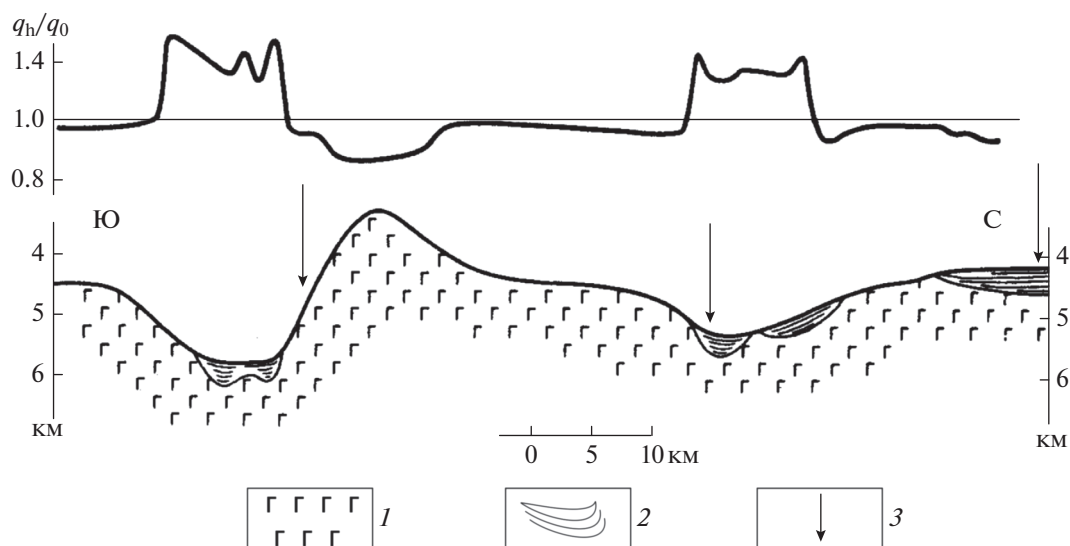


Рис. 4. Степень искажения измеренного теплового потока q_h относительно глубинного q_0 в разломе Атлантик.

1 – породы 2-го слоя океанической коры; 2 – локальные депрессии, заполненные рыхлыми донными отложениями; 3 – расположение станций измерения теплового потока

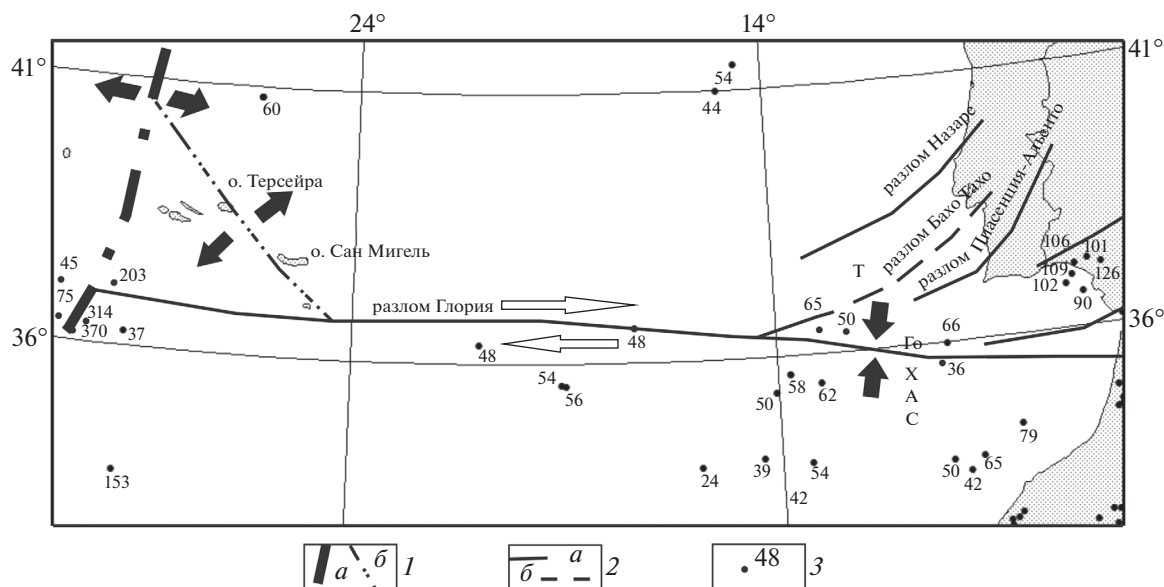


Рис. 5. Азоро-Гибралтарская зона разлома.

1 – зоны растяжения: *a* – САХ; *б* – хребта Терсейра; 2 – трансформные разломы: *a* – установленные, *б* – предполагаемые; 3 – станции измерения теплового потока и его значение, (мВт/м²). Подводные горы: Го – Горриндж, А – Ампер. Подводные плато: Т – Тагус, Х – Хосшу, С – Сен. Стрелками показано взаимное движение плит

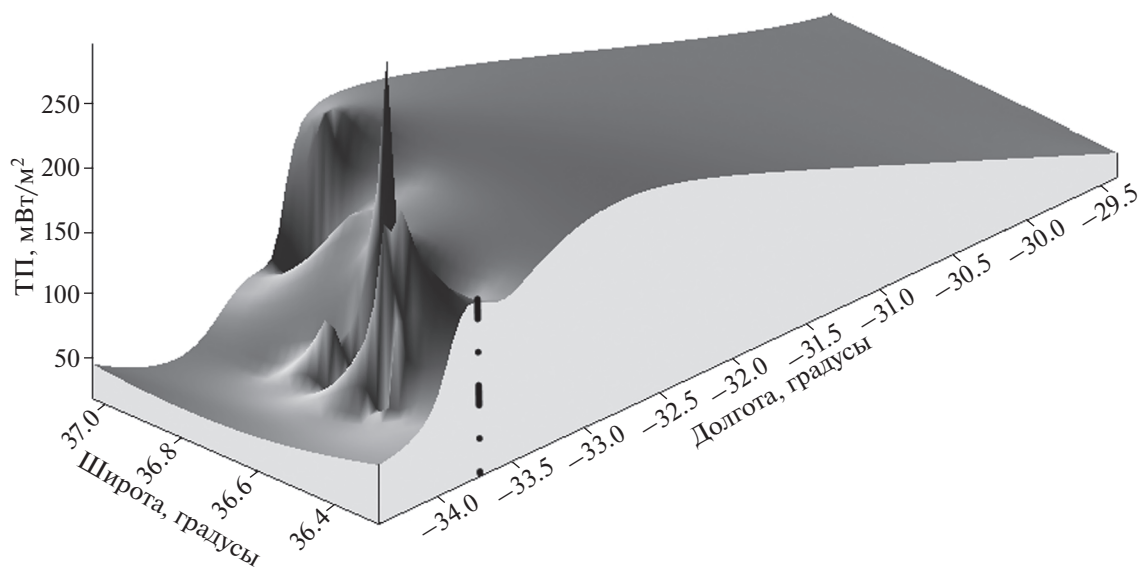


Рис. 6. Блок-схема распределения теплового потока в Азоро-Гибралтарской зоне в пределах координат: 36°–37° с.ш., 35°–29° з.д. Штрих-пунктирная линия – положение оси САХ

статочны. Однако, если расширить сектор наблюдений до прямоугольника с координатами от 35° до 40° с.ш. и от 35° до 16° з.д., то в нем все-таки сделано 57 измерений кондуктивного ТП. Они демонстрируют его явный максимум в САХ (максимальные значения – 314 и 370 мВт/м²), плавное понижение – на флангах хребта и асимметрию его распределения: фоновый ТП на западном

склоне САХ не превышает 80 мВт/м², в то время как на восточном он колеблется от 203 до 150 мВт/м² (рис. 6). Эта асимметрия отражает различия геодинамических обстановок и согласуется с современной активностью зоны разлома восточнее САХ.

Центральный сегмент (от 24° до 13° з.д.) проявлен в виде довольно прямолинейной разлом-

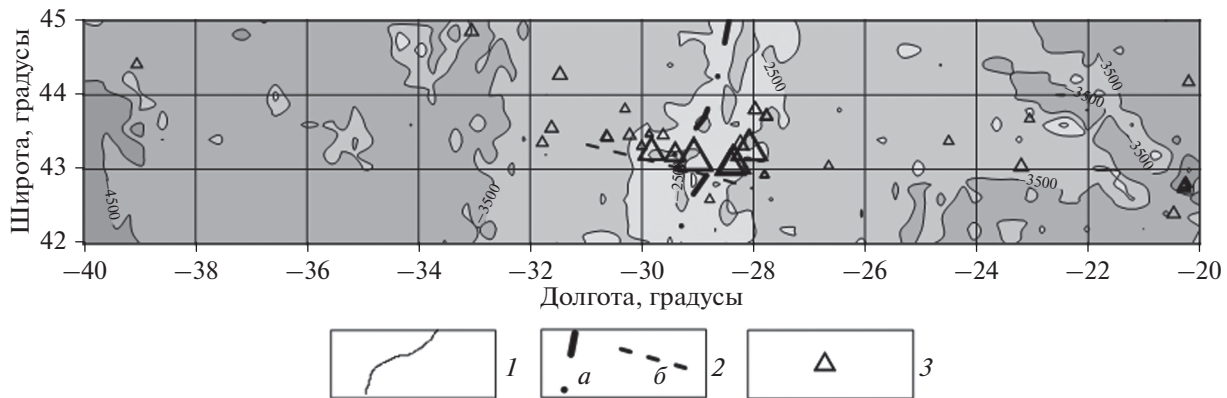


Рис. 7. Батиметрия и тепловой поток (ТП) в районе разлома 43° с.ш.

1 — изобаты, м; 2 — оси: а — САХ, б — трансформного разлома; 3 — станции измерений ТП. Размер значков пропорционален значению ТП

ной зоны, известной в своей западной части как разлом Глория, продолжение Восточно-Азорского разлома (см. рис. 5). Но между 20° и 10° з.д. отмечаются крупные землетрясения, вызванные правосторонними сдвигами. В восточной части эта зона морфологически выражена слабее.

В центральном сегменте ТП близок к фоновым значениям для второго слоя океанической коры с таким возрастом.

Восточный сегмент (от 13° до 5° з.д.) — район со сложной батиметрией. На восточном фланге сегмента океанское дно плавно поднимается по направлению к континентальному Афро-Иберийскому склону Португалии, Испании и Марокко. На северной его части воздымаются подводные горы (Галиция, Горриндж, Ампер, плато Тагус, Хосшу, Сен) и прослеживаются континентальные разломы (Назаре, Бахо-Тахо, Пласенция-Альенто и др.) (см. рис. 5). В этих разломах происходит горизонтальное сжатие, выражающееся в образовании надвигов и субдукции Африканской плиты.

По геотермическим данным, в восточном сегменте выделяется субширотная зона повышенного ТП, протягивающаяся по южной части плато Тагус, котловине Хосшу и далее на восток вплоть до Гибралтарского пролива. Обращает на себя внимание аномальное повышение ТП в заливе Кадис и на Иберийском полуострове в западной части Кордильеры Бетика (более 100 мВт/м²). Эту аномалию связывают с диссипативным прогревом литосферы на границе Евразийской и Африканской плит [1, 27].

Тектонические движения в сегментах Азоро-Гибралтарской зоны асинхронны и разнотипны — от раздвиги в хребте Терсейра, сдвига — в Глории до транспрессии — на востоке. Это свидетельствует о смене геодинамических обстановок, обусловленных на западе зоны спредингом САХ и хребта

Терсейра, а на востоке — коллизией и субдукцией плит при закрытии Тетиса.

Разлом 43° с.ш. По геолого-геофизическим данным разлом 43° с.ш. простирается с северо-запада на юго-восток (115°), разделяя два разнородных блока САХ [21]. Смещение оси хребта по этому разлому — примерно 30 км — меньше, чем в Атлантике, и гораздо меньше, чем в зоне Вима (рис. 7). Блок южнее разлома 43° с.ш. характеризуется хорошо развитой рифтовой долиной, симметричными магнитными аномалиями, обнажениями базальтов, но относительно низким тепловым потоком (27, 28 и 38 мВт/м²). В северном же блоке значения ТП заметно выше (до 301 мВт/м²); здесь драгированы серпентинизированные перидотиты, магнитные аномалии асимметричны и имеют низкую амплитуду, а рельеф, по сравнению с южным блоком, расчленен резче [21].

Значения ТП вдоль разлома в полосе шириной ±100 км изменяются от 23 до 301 мВт/м², а его среднее составляет 123 ± 17 мВт/м² ($n = 19$). В активной же части этого разлома среднее еще выше — 202 ± 54 мВт/м² ($n = 8$).

Неподалеку, вдоль трансатлантического геотраверса в полосе между 44.5° и 45.5° с.ш. тоже были выполнены измерения кондуктивного ТП [26]. 98 измеренных значений приурочены к гребневой зоне и склонам САХ, а также к восточной абиссальной котловине. В поисках особенностей распределения ТП на противоположных склонах хребта был проведен статистический анализ двух однородных выборок из 18 и 16 измерений соответственно [9]. Анализ их сходства с помощью t -теста показал отсутствие на данном геотраверсе геотермической асимметрии, хотя для многих других пересечений САХ она статистически значима.

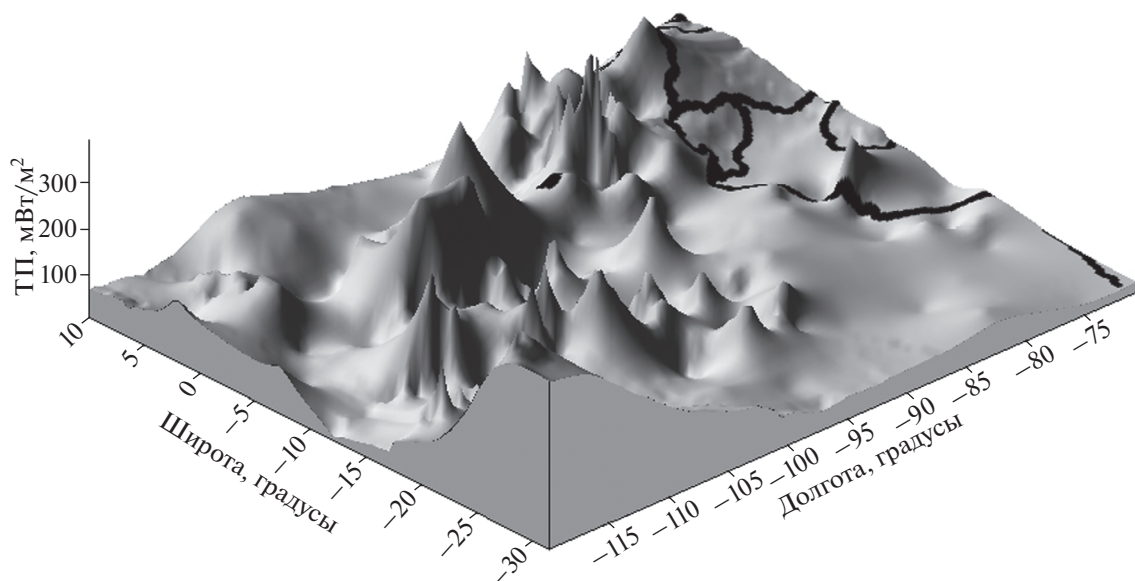


Рис. 8. Блок-схема распределения теплового потока в юго-восточной части Тихого океана

ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ТРАНСФОРМНЫХ РАЗЛОМОВ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ПАЦИФИКИ

Трансформная зона Элтанин. В юго-восточной Пацифике наиболее заметной, ключевой, но в то же время относительно слабо изученной является трансформная зона Элтанин. Это система разломов, которая включает собственно разлом Элтанин, но и соседние с ним хорошо морфологически выраженные разломы Хизена и Тарп. Вся эта разломная система пересекает Восточно-Тихоокеанское поднятие (ВТП) примерно по 55° ю.ш. и является границей между ВТП и Южно-Тихоокеанским поднятием. Ее генеральное простиражение — ЗСЗ—ВЮВ осложняется многочисленными кулисно расположенными нарушениями и локальными ущельями. Вдоль главных разломов Хизена и Тарп и их оперяющих наблюдается правостороннее смещение блоков, создавая впечатление структуры *en echelon*. Смещение оси хребта вдоль трансформной зоны между меридианами 115 и 145° з.д. превышает 2 тыс. км, характеризуя этим одну из самых протяженных активных частей таких структур в Мировом океане.

Главная депрессия трансформной зоны Элтанин имеет вид глубокого ущелья с асимметричными склонами. Южный склон более крутой ($\sim 30^\circ$), по сравнению с северным (20°). Дно ущелья постепенно погружается в юго-восточном направлении от 4750 до 5980 м и покрыто довольно мощным (до 600 м) слоем алевроито-пелитовых илов, что создает идеальные условия для измерения в трогах теплового потока погружными зондами.

Здесь во время 24 рейса НИС “Академик Курчатов” (1977 г.) нами были проведены геотермические исследования с помощью одноканального зонда ПТГ-3МТБ. Из-за штормовой погоды тогда удалось получить всего три измерения: два из них в трог разлома Хизена на глубинах 5640 м (253 мВт/м^2) и 5480 м (205 мВт/м^2) и на равнине севернее трога на глубине 3280 м (104 мВт/м^2). Насколько нам известно, до сих пор эти измерения теплового потока — единственные в системе Элтанин (рис. 8). Его относительно высокие значения, а также довольно большая мощность рыхлых осадков на дне трога позволяют говорить о том, что уровень кондуктивного теплопотока $205\text{--}250 \text{ мВт/м}^2$ характеризует величину полных теплотерь в активной части этой разломной системы.

Разлом Курчатова. Разлом Курчатова был открыт на широте 37° ю.ш. в 24-м рейсе НИС “Академик Курчатов” в 1977 г. после работ в разломной зоне Элтанин. На эхограмме четко отобразился трог глубиной до 6500 м, а севернее на расстоянии менее 1 мили — возвышенность с глубинами от 1800 до 1850 м [5]. Такой резкий перепад глубин может быть обусловлен новейшими тектоническими движениями, что и подтвердилось в ходе полигонных работ.

Генеральное простиражение разлома — восток-юго-восточное, т.е. он, фактически, ортогонален ВТП. Морфологически проявленная длина разлома составляет 220 км. Его пассивная часть западнее ВТП выражена в виде двух параллельных депрессий, разделенных субширотным хребтом,

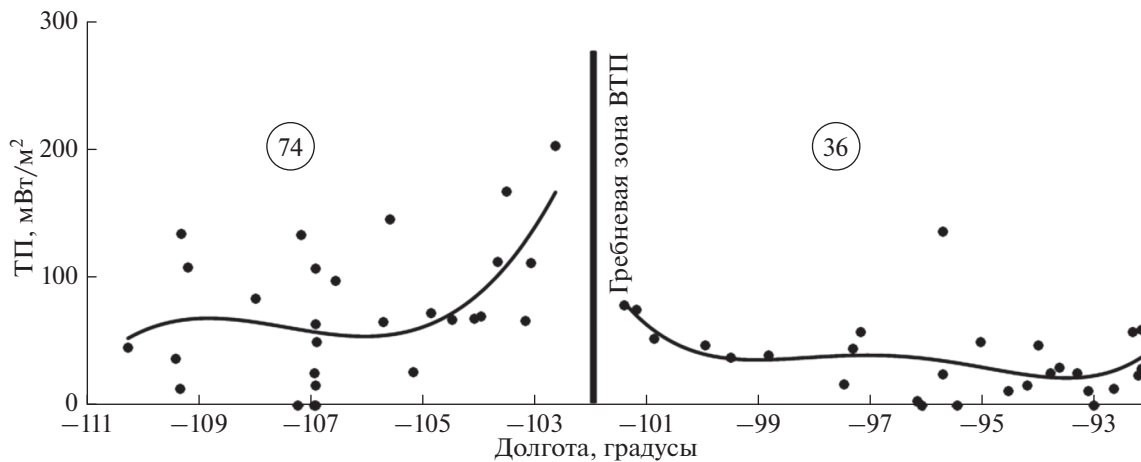


Рис. 9. Профиль теплового потока вдоль 2° с.ш.
Числа в кружках — средние значения ТП по разные стороны от гребня ВТП

со склонов которого драгами были подняты образцы толеитовых базальтов. В депрессиях практически вдоль всего простираения разлома присутствует осадочный покров, разный по мощности и составу. На возвышенностях — это алевритовые фораминиферовые илы мощностью первые десятки метров, а в депрессиях — это пелагические илы мощностью 200–220 м.

В пассивных частях разлома Курчатова и находящегося в 200 км южнее разлома Агассиц было проведено несколько измерений кондуктивного ТП в 24-м рейсе НИС “Академик Курчатов” и в 14-м рейсе НИС “Дмитрий Менделеев” [14]. Кроме того, в разломе Агассиц тепловой поток более чем в 60 пунктах, в том числе в его активной части, был измерен американскими геотермистами [17] (см. рис. 8).

В пассивной части разлома Агассиц на расстоянии более 1200 км к западу от оси ВТП тепловой поток составил 30, 48 и 46 мВт/м², а на полигоне разлома Курчатова, в 1440 км от оси ВТП — всего 10 мВт/м². В активной же части разлома Агассиц, где смещение сегментов ВТП вдоль оси разлома не превышает 40 км, были получены значения 110, 111 и 156 мВт/м².

Впадина Хесса. Наиболее изучена геотермически в Юго-Восточной Пацифике выраженная впадиной Хесса разломная зона, которая образована стыком ВТП с субширотным Галапагосским рифтом. Он разделяет примыкающие к ВТП с востока и ныне расходящиеся океанические плиты Наска и Кокос. Раздвиг плит происходит неравномерно, с постепенным увеличением его скорости к востоку. Поэтому Галапагосский рифт кажется не одним из равноправных элементов зоны тройного сочленения рифт-рифт-рифт, а скорее структурой типа пулл-апарт, положение которой

в плане относительно ВТП напоминает Азоро-Гибралтарскую трансформную зону Северной Атлантики.

Центр впадины Хесса лежит в точке 2° с.ш. и 101° з.д., примерно в 60 км к востоку от гребня ВТП. Впадина находится как бы в “острие клина”, образованного хребтами, ограничивающими плиты Кокос и Наска. Морфоструктура впадины изучена довольно подробно американскими учеными [22] и отечественными исследователями в 8-м и 14-м рейсах НИС “Дмитрий Менделеев” и 24-м рейсе НИС “Академик Курчатов” [4–6]. Глубина впадины превышает 5 км, крутизна ее бортов достигает 20°.

В районе впадины Хесса и Галапагосского рифта определено 30 значений теплового потока, а еще 28 — вдоль простираения этой зоны на западном склоне ВТП. Анализ этих значений на разных флангах ВТП выявил асимметрию его распределения относительно оси поднятия (рис. 9). Западнее этой оси кондуктивный ТП составляет в среднем 74 ± 51 ($n_1 = 29$), а восточнее — 36 ± 29 мВт/м² ($n_2 = 29$). Геотермическая асимметрия ВТП в этом его сегменте статистически достоверна: сравнение выборок с помощью критерия Стьюдента дало значение $t = 3.42$ при $t_{кр} = 2.20$; $n = 58$.

Район Галапагосского рифта и впадины Хесса не имеет морфологическое выражение восточнее оси ВТП. Поэтому, на первый взгляд кажется странным, что восточный склон ВТП имеет более низкий средний тепловой поток, по сравнению с западным (см. рис. 9). Однако, если вспомнить, что раскрытие Галапагосского рифта происходит клинообразно в западном направлении, то становится вполне объяснимым повышение теплового потока на западном склоне ВТП, т.к. в “острие

клина” сосредоточена максимальная энергия, заставляющая его раскрываться и продвигаться далее на запад. Естественно, что величина этой энергии выражается в тепловом потоке. Можно предположить, что в этом регионе не будет различия в тепловых потоках абиссальных котловин, т.к. “галапагосский клин” не продвинулся еще в пределы абиссали на плите Пацифик и не имеет там морфологического выражения. Но обоснованный вывод возможен только после проведения измерений теплового потока на западном продолжении геотраверса.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Суммируя результаты анализа теплового потока в рассмотренных трансформных разломах, можно видеть, что в их активных частях он всегда аномально высок, варьируя от 110 до 360 мВт/м². Для этих частей разломов характерна его стабильность (малая дисперсия) в пределах каждого разлома. Это позволяет сделать вывод, что конвективный вынос тепла, столь резко нарушающий кондуктивную теплопередачу в осевых зонах срединно-океанических хребтов, в трансформных разломах не имеет существенного значения, так как большинство трогов крупных трансформных разломов заполнены мощными (до ~1 км) толщами осадков. Как показали исследования с помощью глубоководных спускаемых аппаратов, даже 30–50-метровый слой пелагических илов является непроницаемым экраном для разгрузки из-под них гидротермальных растворов [29]. Поэтому кондуктивный ТП в осевых зонах СОХ на их пересечении с трансформными разломами практически адекватен полному выносу энергии в осевых зонах рифтов на их пересечении с трансформными разломами, которую мы уже приводили выше.

Для объяснения природы высоких значений теплового потока в активных частях трансформных разломов обсуждалось несколько механизмов. Один из них — это выделение тепла тектонического трения при сдвиговых деформациях. Фрикционный разогрев контактов смещающихся блоков неизбежен. Однако количественные расчеты, выполненные для ряда трансформных разломов, в том числе наиболее обоснованная оценка этого эффекта в разломе Сан-Андреас [24], показали, что тепло тектонического трения не играет существенной роли в формировании наблюдаемого теплового потока, обеспечивая не более 15% от измеренной его величины.

Для разлома Вима предложена модель суперпозиции тепловых аномалий, [25]. Аномалия теплового потока в этом разломе была рассчитана, как результат суперпозиции полей от северной и южной стенок разлома, имеющих разный возраст

в зависимости от положения осей рифтовых зон. Фоновый кондуктивный тепловой поток в центре активной части трансформного разлома можно определить, как сумму его значений на огибающих кривых, описывающих его распределение вкрест простирания южного и северного отрезков САХ [16]. В точке их пересечения он равен 110 мВт/м², следовательно, суммарный тепловой поток равен 220 мВт/м², что хорошо согласуется с его оценками по другим моделям. Более высокие значения теплового потока в активной части разлома (250–270 мВт/м²) в основном связаны с привнесением тепла за счет его конвективной разгрузки в обнажениях фундамента океанической коры.

В отличие от рифтов СОХ, где преобладающую роль в выносе тепла играет адвекция теплоносителей (расплавов и гидротерм), теплопередача как в активных, так и пассивных частях трансформных разломов происходит кондуктивным механизмом, вследствие чего фоновые значения ТП фиксируют полный вынос глубинного тепла. Вблизи пересечения разлома с осью рифта фоновый тепловой поток отражает общие теплопотери, которые составляют примерно 230–500 мВт/м².

Пассивные следы разломов характеризуются гораздо меньшими значениями ТП, близкими по величине к наблюдаемым на прилегающих участках плит. Однако реально измеренный тепловой поток сильно варьирует из-за приповерхностных факторов, которыми являются рельеф дна, скорость седиментации, экранирующей глубинный ТП, и его рефракция в условиях структурно-теплофизических неоднородностей, обусловленных контрастом теплопроводности рыхлых осадков и пород второго и третьего слоев океанической коры.

Высокий ТП в активных отрезках трансформных разломов принято объяснять положением зоны фракционного плавления мантийного вещества, т.е., по существу, верхней кромки астеносферы. Если допустить, что тепловой поток ниже подошвы осадков распространяется только кондуктивно, то можно рассчитать положением изотермы фракционного плавления мантийного вещества, 1200°C. Под разломом Вима астеносфера находится на глубине 12 км, а под Элтанином — и того меньше — 6–7 км.

Поэтому в дальнейшем надо оценить корреляцию значений ТП (исправленных на влияние приповерхностных искажающих факторов) в активных и пассивных отрезках трансформных разломов не только с их морфоструктурой, что сделано в данной работе, а с независимыми оценками положения верхней границы астеносферы в пункте геотермических измерений по сейсмологическим или магнитотеллурическим данным.

Благодарности. Авторы выражают благодарность сотрудникам лаборатории тепломассопереноса ГИН РАН за помощь при формировании базы данных по тепловому потоку трансформных разломов Мирового океана.

Работа выполнена при финансовой поддержке госбюджетной темы № 0135-2015-0021 и проектов РФФИ № 14-05-00012 и 14-05-00082.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Вержбицкий Е.В., Кононов М.В.* Генезис литосферы северной части Мирового океана. М.: Научный мир, 2010. 477 с.
2. *Дубинин Е.П.* Трансформные разломы океанической литосферы. М.: Изд-во МГУ, 1987. 182 с.
3. *Дубинин Е.П., Ушаков С.А.* Океанический рифтогенез. М.: ГЕОС, 2001. 292 с.
4. *Живаго А.В.* Морфоструктура дна юго-восточной части Тихого океана // Металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1979. С. 8–47.
5. *Живаго А.В.* Морфоструктура разломов и рифтов на дне Тихого и Атлантического океанов // Глубинные разломы океанского дна. М.: Наука, 1984. С. 23–44.
6. *Живаго А.В., Буданова Л.Я.* Морфоструктурные типы дна по маршруту 8-го рейса НИС “Дмитрий Менделеев” // Геолого-геофизические исследования в юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1976. С. 139–181.
7. Мировой океан. Т. 1. Геология и тектоника океана. Катастрофические явления в океане. М.: Научный мир, 2013. 641 с.
8. *Пейве А.А.* О вертикальных тектонических движениях земной коры в зонах трансформных разломов Центральной Атлантики // Геотектоника. 2006. № 1. С. 31–43.
9. *Подгорных Л.В., Хуторской М.Д.* Геотермическая асимметрия срединных хребтов Мирового океана // Геотектоника. 1999. № 3. С. 21–42.
10. *Поляк Б.Г., Кононов В.И., Хуторской М.Д.* Тепловой поток и строение литосферы Исландии в свете новых данных // Геотектоника. 1984. № 1. С. 111–119.
11. *Попова А.К., Смирнов Я.Б., Хуторской М.Д.* Геотермическое поле трансформных разломов // Глубинные разломы океанского дна. М.: Наука, 1984. С. 78–87.
12. *Пушаровский Ю.М.* Демаркационные разломы в океанах как особая категория трансформных разломов // ДАН. 1994. Т. 335. № 5. С. 616–620.
13. *Пушаровский Ю.М., Пейве А.А., Разницин Ю.Н., Базилевская Е.С.* Разломные зоны Центральной Атлантики. М.: ГЕОС, 1995. 164 с.
14. *Смирнов Я.Б., Хуторской М.Д.* Юго-восточная часть Тихого океана // Методические и экспериментальные основы геотермии. М.: Наука, 1983. С. 189–192.
15. *Хуторской М.Д.* Тепловой поток в областях структурно-геологических неоднородностей. М.: Наука, 1982. 79 с.
16. *Хуторской М.Д., Поляк Б.Г.* Геотермические модели геодинамических обстановок разного типа // Геотектоника. 2014. № 1. С. 77–96.
17. *Anderson R.N., Langseth M.G.* New terrestrial heat flow measurements on the Nazca Plate // Earth and Planet. Sci. Lett. Vol. 29. № 2. 1976. P. 243–254.
18. *Blackman D.K., Karson J.A., Kelley D.S., Cann J.R., Früh-Green G.L., Gee J.S., Hurst S.D., John B.E., Morgan J., Noonan S.L., Ross D.K., Schroeder T.J., Williams E.A.* Geology of the Atlantis Massif (MAR 30° N): implications for the evolution of an ultramafic oceanic core complex // Mar. Geophys. Res. 2004. Vol. 23. P. 443–469.
19. *Bonatti E., Hartman K., Innocenti F., Kay R.* Basalt drilled at the Vema fracture zone // Initial Rep. DSDP. Leg 39. 1977. P. 507–511.
20. *Forjaz V.* Azores Tectonic Sketch. Ponta Delgada. Centre de volcanologia, Universidade des Azores, 1983. 26 p.
21. *Foster S.E., Simmons G., Lamb W.* Heat flow near a North Atlantic fracture zone // Geothermics. 1974. Vol. 3. № 1. P. 158–165.
22. *Holden J.C., Dietz R.S.* Galapagos gorge, Naz.-Co.-Pac. triple junction and Carnegie-Cocos ridges // Nature. 1972. Ponta Delgada. M. 235. № 5336. P. 266–269.
23. *Kanamori H., Stewart G.* Mode of the strain release along the Gibbs fracture zone: Mid-Atlantic ridge // Physics of the Earth Planet. Inter. 1976. № 11. P. 312–332.
24. *Lachenbruch A.H., Sass J.H.* Heat flow and energetics of the San Andreas fault zone // J. Geophys. Res. 1980. Vol. 85. № B11. P. 6185–6222.
25. *Langseth M., Hobart M.* Interpretation of heat flow measurements in the Vema fracture zone // Geophys. Res. Lett. 1974. Vol. 3. № 5. P. 241–249.
26. *Parsons B., Sclater I.C.* An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age // J. Geophys. Res. 1977. Vol. 82. № 5. P. 883–890.
27. *Platt J.P., Vissers R.L.M.* Extensional collapse of thickened continental lithosphere: a working hypothesis for the Alboran Sea and Gibraltar Arc // Geology. 1989. Vol. 17. P. 540–543.
28. *Sykes L.R.* Focal mechanism solutions for earthquakes along the world rift system // Bull. Seismol. Soc. Amer. 1970. Vol. 60. P. 1749–1752.
29. *Williams D., Green K., van Andel T. et al.* The hydrothermal mounds of the Galapagos rift: observations with DSRV “Alvin” and detailed heat flow studies // J. Geophys. Res. 1979. Vol. 84. № B13. P. 85–100.
30. *Wilson G.T.* A new class of faults and their bearing of continental drift // Nature. 1965. № 4995. P. 343–347.

Special Features of Heat Flows in Transform Faults of the North Atlantic and Southeast Pacific

M. D. Khutorskoi* and B. G. Polyak

Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscow, 119017 Russia

**e-mail: mkhutorskoy@ginras.ru*

Received May 15, 2016

Abstract—The paper reports on the morphostructure and heat flow in zones of transform faults of the North Atlantic and the Southeast Pacific, focusing on the fundamental difference between heat flows in seismically active and inactive parts of the faults. In the active parts, which are located between segments adjacent to the fault of the mid-ocean ridge (MOR), the measured heat flow is close to that observed in the rift zones of MORs. The heat flow is considered a joint effect of the thermal conductivity of the oceanic crust and convective heat and mass transfer in circulating hydrothermal vents inside the oceanic crust. In the seismically inactive parts of the faults, with distance from the MOR, the heat flow decreases to the background rates typical of thalassocratons. The sedimentation rate in a fault zone and conductive heat flow refraction resulting from the heterogeneous thermal characteristics of the geological section are factors that deflect heat flow.

Keywords: heat flow, transform fault, Mid-Atlantic Ridge, East Pacific Rise, active and inactive parts of a transform fault, thermal conductivity, convective heat and mass transfer