

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ РАССЛОЕННОСТЬ ЛИТОСФЕРЫ ТИХОГО ОКЕАНА

© 2006 г. Ю. Н. Разницын

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

Поступила в редакцию 25.01.2005 г.

В статье рассматривается строение отдельных участков литосферы Тихого океана, где устанавливаются признаки ее тектонической расслоенности. Показано, что этот тектонический феномен свойственен не только молодым, медленносрединговым Атлантическому и Индийскому океанам, но и древнему, быстросрединговому, Тихому. Тектоническое расслаивание литосферы в последнем установлено под океаническими поднятиями, в разломных зонах, в пределах межразломных участков, непосредственно под Восточно-Тихоокеанским поднятием, в пределах обособляющихся мелких плит в восточной части океана, в Северо-Западной котловине и под краевыми валами, окаймляющими глубоководные желоба на западной периферии Тихого океана.

ВВЕДЕНИЕ

Впервые понятие “тектоническая расслоенность океанической литосферы” было введено в литературу Ю.М. Пуцаровским в 1980 г. [10]. За прошедшие с тех пор годы эта идея получила подтверждение на многочисленных примерах деформаций литосферы Мирового океана. При этом так исторически сложилось, что исследования этого тектонического феномена в последние 20 лет были сосредоточены в молодых Атлантическом и Индийском океанах [15].

Хотя первые выводы о тектоническом скупивании литопластин были сделаны в отношении крупных океанских поднятий Шатского и Хесса с утолщенной корой в северо-западной Пацифике [5, 12]. Впоследствии они были распространены на другие аналогичные поднятия в Тихом океане: Магеллана, Манихики и Онтонг-Джава [13]. В той же публикации было обращено внимание на аномальное, в смысле последовательности залегания пород, строение разломных зон Кларифон, Меррей и Нова: серпентинизированные ультрамафиты и габброиды в этих разломных зонах тектонически совмещены с базальтами и долеритами и выведены в верхние горизонты коры. Выведение мантийных образований на коровый уровень, так же, как и нарушение естественной последовательности в залегании пород (от ультрамафитов в низах до базальтов в верхах разреза), связывалось с деформациями крупного масштаба, с образованием глубинных срывов и тектонической расслоенности в коре и мантии [5, 6, 8]. В те же годы было выявлено покровное строение хребта Муссау, отделяющего Восточно-Каролинскую впадину от впадины Лиры: разноглубинные образования: габброиды и троктолиты – здесь пространственно совмещены и выведены в самые верхние горизонты корового разреза [14, 16, 18]. Давно известны

данные о залегании амфиболитов в основании разреза в разломной зоне Элтанин, что дало основание для выводов о существовании здесь крупного надвига ультрамафитовой пластины на базальты верхней части коры [2, 17].

Надвиги были установлены и на периферии Тихого океана, в пределах краевых океанических валов, протягивающихся вдоль глубоководных желобов в северо-западной части Тихого океана, в частности, на океаническом склоне Курило-Камчатского желоба и прилегающей части вала Зенкевича на траверзе о-ва Итуруп и в пределах Бонинского вала [5].

Более того, в северо-западной части Тихого океана по сейсмическим данным было выявлено расслоенное строение верхней мантии до глубин свыше 250 км [20].

Такие выводы не потеряли актуальности и на современном этапе изучения океанической литосферы. Более того, они получили многочисленные подтверждения при проведении геолого-геофизических работ в самых разных структурных областях Тихого океана.

ФАКТИЧЕСКИЕ СВЕДЕНИЯ

Анализ полученных в последние годы результатов геолого-геофизических исследований в различных структурах Тихого океана с точки зрения тектонической расслоенности литосферы составляет основное содержание данного раздела. Начать последовательное описание структур, где ярко проявлены элементы такой расслоенности, следует с разломных зон. При этом рассмотрение таких участков будет проведено, начиная с самой южной части, с зоны раздела Индийского и Тихого океанов.

Австрало-Антарктическая разломная зона

Эта крупнейшая разломная зона разделяет Тихий и Индийский океаны между Австралией и Антарктидой и, по классификации Ю.М. Пушаровского [11], относится к группе демаркационных разломов. В иностранной литературе она получила название “Австрало-Антарктический дискорданс” (Australian-Antarctic Discordance – ADD) [22].

Зона располагается между 115° и 130° в.д. на юго-восточном окончании Австрало-Антарктического спредингового хребта и простирается в меридиональном направлении на 2000 км. Она включает в себя по меньшей мере пять сближенных параллельных разломов. Специфику этого района составляет залегание сводовой части хребта на больших глубинах, превышающих 4000 м. Некоторые авторы связывают это явление с необычно холодной мантией под данным районом, результатом чего стал крайне низкий бюджет магмы и резкое утонение коры. Для более полной характеристики рассматриваемого района можно добавить, что с ним связаны отрицательные гравитационные аномалии и значительное понижение геоида. К восточной части зоны приурочена смена базальтов тихоокеанского и индоокеанского типов, различающихся по изотопному составу Pb, Sr и Nd.

Новейшие исследования с многолучевым эхолотом выявили в наиболее глубоководной восточной части разломной зоны наличие хаотического рельефа дна, происхождение которого связывается с преобладанием тектонического фактора над магматическим при формировании коры на протяжении последних 30 млн. лет [22]. Наряду с широко развитым хаотичным рельефом, наиболее типичными формами рельефа являются структуры “megamullions”. Эти структуры представляют собой своеобразное зеркало скольжения с волнообразным узором параллельных желобов и гребней. Именно так трактуется понятие “mullion structure”¹.

Впервые подобные структуры были выделены в широкой полосе САХ между разломами Кейн и Атлантис (между 20 и 30° с.ш.) в возрастном диапазоне от 0 до 28 млн. лет [34]. Они представляют собой крупные (10–40 км) куполообразные поднятия, сложенные глубинными образованиями (ультрамафитами и габбро), простираются в широтном направлении, параллельно зонам разломов, и характеризуются наличием отчетливо выраженных в рельефе сопряженных синформ и антиформ, имеющих ту же ориентировку. Синформы и антиформы имеют амплитуду от нескольких десятков до сотни метров, а самые крупные – до 600–700 м. Образование подобных структур свя-

зывается с выведением глубинных пород в верхнюю часть корового разреза в пределах внутренних угловых поднятий в зонах сочленения рифт-разлом по пологим долгоживущим глубинным срывам (detachment faults) в процессе амагматического спрединга.

Драгирование этих морфоструктур и стенок рифтовой долины в зоне ADD выявило обилие ультрамафитов. Гравиметрические исследования также показали широкое распространение в верхней части коры и непосредственно на дне высокоплотностных образований (серпентинизированных ультрамафитов). По нашему мнению, все эти особенности позволяют предполагать в рассматриваемой разломной зоне широкое развитие мономиктового серпентинитового меланжа. Как было показано ранее, подобные образования формируются при тектоническом расслаивании океанической литосферы как непосредственно в осевой части срединно-океанических хребтов в пределах рифтовых зон, так и в зонах трансформных разломов [15].

Таким образом, целый ряд признаков позволяет говорить о тектонической расслоенности литосферы в пределах Австрало-Антарктической разломной зоны.

Разломная зона Элтанин

Надвиговая структура этой зоны, как уже отмечалось, установлена уже достаточно давно, тем не менее имеются веские основания рассмотреть ее еще раз.

Зона Элтанин – одна из самых крупных демаркационных структур, разделяющая разные по морфоструктуре и геологической истории Восточно-Тихоокеанское и Южно-Тихоокеанское поднятия [11]. По этой зоне наблюдается самое большое в Пасифике горизонтальное (левостороннее) смещение рифтовой зоны, достигающее 1080 км. Зона шириной не менее 150 км имеет очень сложное строение и включает несколько сближенных разломов различной протяженности, из которых три (с севера на юг) – Тарп, Хейзен и Тула самые крупные. Смещение рифтовых долин по разломам Тарп и Хейзен составляет соответственно 475 и 400 км [27]. Образующие разломную зону структуры представлены сочетанием очень глубоких (до 6 км) грабенообразных разломных долин и обрамляющих их высоких трансверсивных хребтов, глубины над которыми не превышают в отдельных случаях 2 км. На западе зона Элтанин переходит непосредственно в узкий и протяженный хребет Луисвилль, доходящий до желоба Тонга.

Приблизительно в середине межрифтового участка разлома Хейзен, где перепад глубин от вершины южного трансверсивного хребта до дна разломной долины составляет 5400 м, в 1977 г. в

¹ Толковый словарь английских геологических терминов. Перевод с английского / Под ред. Л.П. Зоненшайна. М.: Мир, 1978. Т. 2. 588 с.

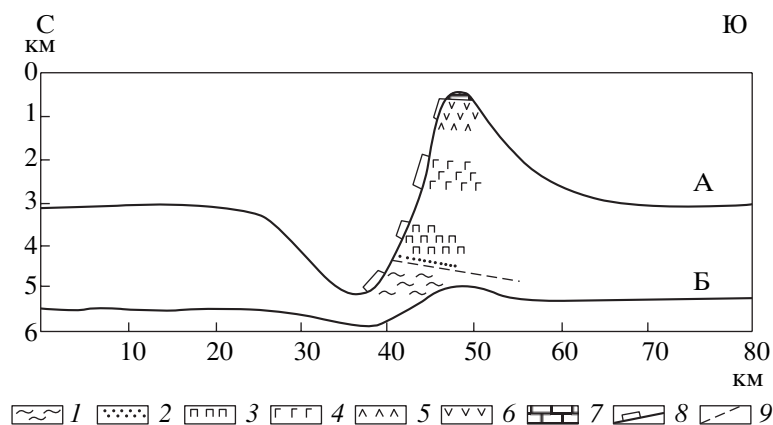


Рис. 1. Поперечный профиль и места геологического опробования разлома Элтанин, по [1]

1 – амфиболитовые сланцы; 2 – гранулиты; 3 – перидотиты; 4 – габбро; 5 – долериты; 6 – базальты; 7 – известняки; 8 – места опробований; 9 – предполагаемый надвиг; А – профиль на $125^{\circ}40'$ з.д., Б – тот же профиль в масштабе 1 : 1

24-м рейсе НИС “Академик Курчатов” было проведено ступенчатое драгирование его южного склона [1, 2]. В результате был вскрыт полный разрез океанической коры. Снизу вверх он состоит из метасульфидов, габброидов, долеритов, базальтоидов и известняков. Этот разрез 5-километровой мощности подстилается амфиболитовыми сланцами с микроплойчатой структурой (рис. 1). Вариации содержаний главных и редких элементов в амфиболитах позволяют рассматривать их как продукты метаморфизма базальтов или долеритов, близких к Т-типу MORB [17]. Составы сосуществующих амфибола и плагиоклаза в амфиболитах отражают температурную зональность метаморфизма в интервале $460\text{--}540^{\circ}\text{C}$ при $P = 2$ кбар (там же).

Непосредственно в контакте с ультрамафитами эти сланцы переходят в гранулитоподобные породы [1]. Учитывая соотношения пород, драгированных на южном склоне трансверсивного хребта разлома Хейзен, а также результаты полевых наблюдений в областях распространения метаморфических ореолов с обратной метаморфической зональностью, расположенных в подошве крупных офиолитовых аллохтонов на суше (Оман, Ньюфаундленд и др.) и рассматриваемых в качестве комплексов-показателей внутриокеанического надвигания, автор сделал вывод о том, что метаморфизм пород протолита обусловлен надвиганием “горячей” ультрамафитовой пластины на вулканогенный субстрат [17]. Таким образом, в зоне разломов Элтанин отчетливо проявлена тектоническая расслоенность океанической литосферы. Здесь впервые в океане получены доказательства формирования метаморфических ореолов с обратной метаморфической зональностью в основании аллохтонных ультрамафитовых пластин на океанической стадии развития.

Второй подобный случай имеет место в Юго-Западном Индийском хребте, где в верхах разреза глубоководной скважины 735В развиты апогаббровые амфиболовые гнейсы и амфиболиты, представляющие собой метаморфическую подошву в основании покрова ультрамафитов [15].

Разломная зона Гаррет

Эта разломная зона пересекает Восточно-Тихоокеанское поднятие в запад-северо-западном направлении на $13^{\circ}28'$ ю.ш., смещая его ось на 130 км. Скорость спрединга в этом сегменте очень высока и составляет около 14.5 см/год [24]. Данная зона является ареной вулканической и тектонической активности. Первая проявлена в излияниях относительно свежих базальтоидов в пределах трех небольших хребтов (Альфа, Бета и Гамма) северо-восточного простираения внутри разломной долины. Это тот редкий случай, когда современный вулканизм имеет место не только в рифтовой долине, но и внутри зоны трансформного разлома. Однако базальты по геохимическим характеристикам практически не отличаются от рифтовых. Само их наличие в совокупности с большим количеством нормальных сбросов и многочисленных трещин предполагает условия растяжения внутри разломной зоны. По-видимому, именно это обстоятельство обусловило подъем мантийного диапира в пределах медианного хребта.

Эффектные обнажения серпентинизированных гарцбургитов, дунитов и троктолитов на северном фланге медианного хребта были обследованы с подводного обитаемого аппарата “NAUTILE”. Видимая мощность ультрамафитов составляет не менее 2000 м. В верхней части южного фланга хребта закартированы тектонические метаморфические брекчии, имеющие тектонический кон-

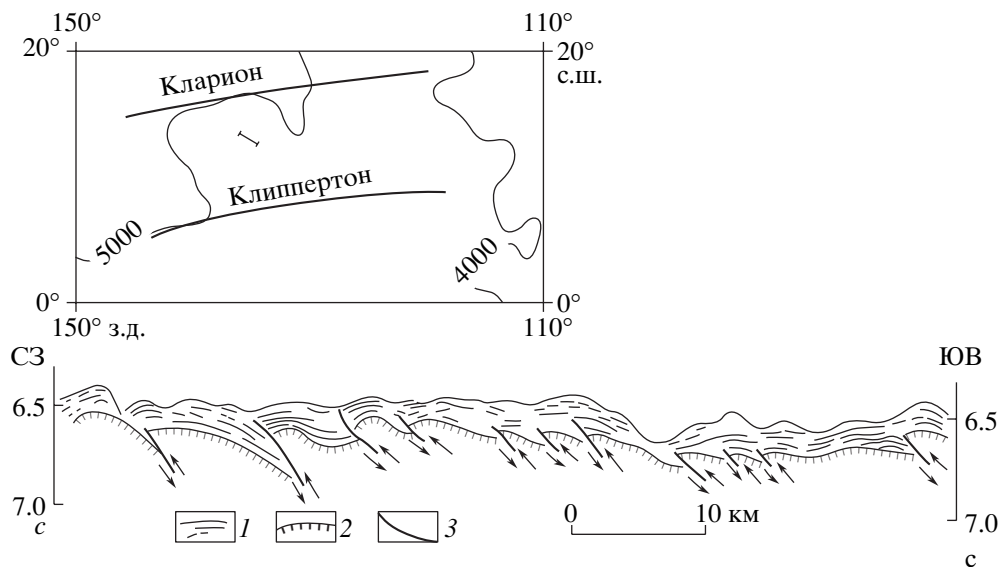


Рис. 2. Характер взбросо-надвиговых дислокаций на интерпретированном сейсмоакустическом разрезе НСП по профилю А между разломами Клариион и Клиппертон, по [3]

1 – отражающие горизонты в осадочном чехле; 2 – поверхность акустического фундамента; 3 – разрывные нарушения
На врезке показано местоположение профиля А

такт с ультрамафитами и состоящие из угловатых обломков базальтов и долеритов в смектитовом и хлоритовом матриксе. Жилы и микротрещины брекчий залечены эпидотом, кварцем и сульфидами – продуктами гидротермальной деятельности. Брекчии рассечены большим количеством субгоризонтальных разломов с отчетливо выраженными зеркалами скольжения. По мнению участников погружений, образование брекчий связано с тектоническим становлением ультрамафитов в пределах медианного хребта. Ультрамафиты несут следы динамометаморфизма, выраженные в интенсивной милонитизации пород. В серпентинитах широко проявлена минеральная уплотненность; штриховки зеркал скольжения ориентированы параллельно склону хребта. В современной структуре ультрамафиты слагают тектоническую пластину, ограниченную с севера активной тектонической зоной [24]. Таким образом, в разломной зоне Гаррет имеются все признаки тектонического расслаивания литосферы в условиях растяжения.

Структуры тектонического сжатия в пределах межразломных участков

Структуры тектонического сжатия установлены между разломами-гигантами Клариион и Клиппертон к западу от Восточно-Тихоокеанского поднятия [3]. Они отчетливо выражены на сейсмических профилях непрерывного сейсмического профилирования, ориентированных в запад-северо-западном и в северо-западном направлении.

Как видно из рис. 2, надвиговые структуры образовались в результате надвигания одна на другую тектонических пластин океанического фундамента. Поверхность блоков последнего образует систему последовательно обращенных к юго-востоку ступеней, разделенных надвигами с углами наклона 40–60°. Надвиги имеют тенденцию выполаживания с глубиной и прослеживаются в осадочном слое вплоть до поверхности дна, формируя его неровную, пологоволнистую поверхность. Тектоническое скупивание осадочного материала фиксируется аномальными изменениями мощностей и резкой сменой по латерали сейсмофаций слоистых пачек фациями хаотических отражений [3].

Результаты сейсмических исследований, полученные в рамках российского проекта “Тихоокеанские трансекты” (РАСТРАН, 1989) методом многоканального сейсмического профилирования МОВ ОГТ на профиле длиной 6100 км, проходящем между разломами Клариион и Клиппертон, также выявили целую систему многочисленных наклонных отражающих горизонтов, пересекающих весь коровый разрез [23]. Профиль проходит в субширотном направлении, параллельно разлому Клиппертон, в 250 км к северу от последнего. Он начинается в 400 км к западу от оси Восточно-Тихоокеанского поднятия и заканчивается на его западном фланге в 500 км к востоку от островов Лайн, в пределах коры с возрастом 90 млн. лет. На профиле особенно четко выделяются многочисленные наклонные рефлекторы, которые срезаются горизонтальной поверхностью М.

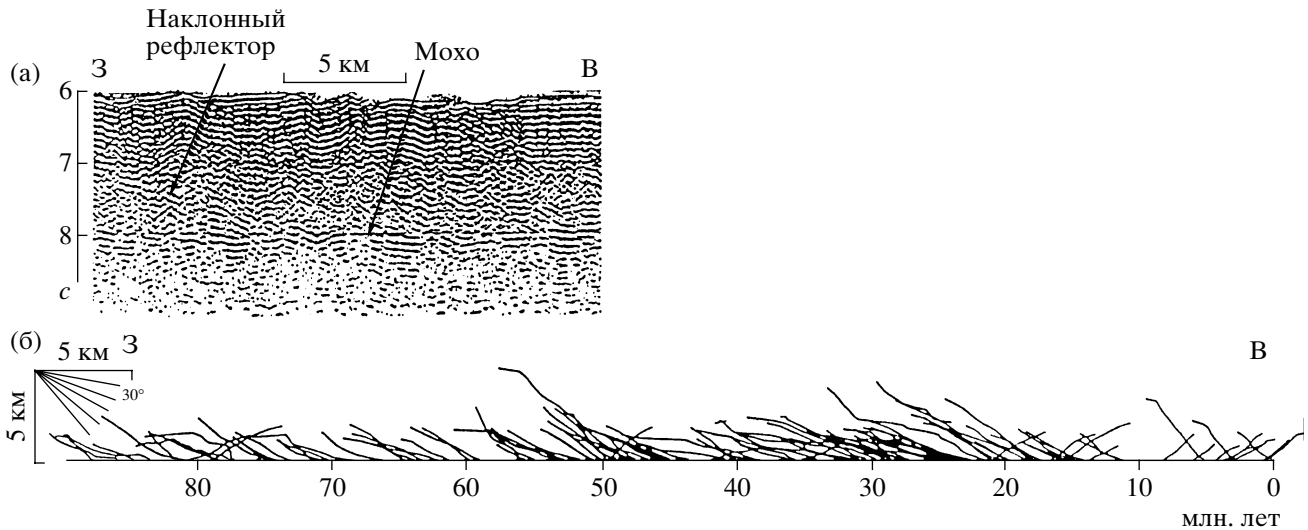


Рис. 3. Иллюстрация нижнекоровых наклонных рефлекторов на фрагменте временного разреза профиля МОВ ОГТ на Центрально-Тихоокеанском трансекте между разломами Кларион и Клиппертон (а) и нижнекоровых наклонных отражающих горизонтов вдоль всего трансекта (б), по [23]

Соотношение вертикального и горизонтального масштабов 1 : 1

93% этих рефлекторов падают на восток (рис. 3). Ярко выраженное угловое несогласие рассматривается в качестве картировочного признака поверхности М. Истинные углы наклона рефлекторов варьируют от 10 до 40°, составляя в среднем 25°. Часть низкоамплитудных наклонных отражателей рассекают кору от поверхности М до поверхности дна; высокоамплитудные свойственны только низам корового разреза. По мнению авторов профиля, наклонные отражатели соответствуют разломам, возникшим в результате растяжения в процессе спрединга, корни которых отвечают пластичным зонам скалывания в нижней коре. В любом случае о горизонтально-слоистом строении коры здесь говорить не приходится. Налицо явная тектоническая расслоенность последней. Учитывая расстояние между разломами Кларион и Клиппертон и длину профиля МОВ ОГТ, можно предположить, что ширина зоны деформаций осадочного чехла и акустического фундамента составляет не менее 900 км, а ее протяженность не менее 6000 км.

Микроплита Пасха

С применением новых технологий в глубоководных исследованиях (сонар бокового обзора GLORIA) надвиги устанавливаются внутри выделяемых плит, на значительном удалении от их предполагаемых границ [31]. Так, надвиги широтного простирания идентифицированы в обширном районе Восточно-Тихоокеанского поднятия на широтах приблизительно между 21 и 23° ю.ш. (микроплита Пасха). Здесь была установлена серия аномальных субширотно ориентированных

хребтов, протяженностью 20–50 км, параллельных направлению спрединга. Высота хребтов с крутыми южными и более пологими северными склонами составляет около одного км над прилегающей абиссальной частью океанского дна. Фокальные механизмы землетрясений указывают на их надвиговое происхождение с движением масс по направлению с севера на юг. Превышение хребтов над прилегающей частью океанского дна, как полагают авторы исследования, отвечает мощности надвинутых пластин. Извилистый контур простирания хребтов вполне соответствует их надвиговой природе (рис. 4).

Аналогичная система надвигов выявлена в пределах микроплиты Хуан Фернандес, приблизительно в 1000 км южнее [31]. В основании одного из таких хребтов были обнаружены глубинные породы (ультрамафиты и габбро).

Все эти данные позволили авторам сделать обоснованные выводы о наличии в верхних горизонтах коры рассмотренных районов Восточно-Тихоокеанского поднятия надвигов и субгоризонтальных срывов (detachment faults).

Плита Хуан де Фука

Элементы тектонической расслоенности можно предполагать в пределах плиты Хуан де Фука, в районе непосредственно восточнее одноименного спредингового хребта на 47° с.ш. Здесь в основании коры сейсмическими исследованиями МОВ ОГТ в интервале 6.2–6.7 с зафиксирована мощная (не менее 2 км) расслоенная толща [21] (рис. 5).

Внутри корового разреза в полосе шириной около 5 км обособляется пакет полого наклоненных на юго-запад, в сторону оси хребта Хуан де Фука, отражений в районе так называемой зоны псевдоразлома (pseudofault zone), ограничивающего продвигающийся к северу рифт хребта. Такое выражение разлома на глубине может говорить об его надвиговой природе. Наличие на профиле подводной горы (вулкана) позволило авторам высказать предположение о существовании в зоне перехода кора–мантия протяженной области так называемого магматического подслаивания (underplating). Суть этого понятия, как известно, состоит в том, что растяжение литосферы в районах развития вулканизма компенсируется притоком в нижнюю пластичную часть коры материала, выплавляемого из мантии, но с коровой плотностью [4]. Однако сейсмические скорости в расслоенной толще в основании коры укладываются в интервал 7.2–7.7 км/с, что более всего соответствует серпентинизированным ультрамафитам. Поэтому более предпочтительно говорить об ее тектонической природе, имея в виду зону глубинного тектонического срыва на границе кора–мантия, где происходит тектоническое течение вещества и проскальзывание коры относительно мантии.

Район Гавайских островов

Признаки тектонической расслоенности коры имеются также в районе к югу от разлома Молокай, в районе Гавайских островов (южнее о-ва Оаху). По данным широкоугольного сейсмического профилирования в низах корового разреза здесь обособляется протяженный субгоризонтальный отражающий горизонт, сходный по характеру проявления с известным горизонтом “R” в западной части Северной Атлантики [33]. Сейсмическими работами такие отражатели установлены и внутри второго слоя океанической коры непосредственно в зоне разлома Молокай (там же). В окрестностях того же о-ва Оаху сейсмическими исследованиями выявлено так называемое “double MoHo” [32], что может являться указанием на тектоническую расслоенность верхней части мантии.

Скважина 504В

Так же, как в Индийском океане, в Тихом имеются прямые доказательства тектонического расслаивания, полученные при бурении широко известной скважины глубоководного бурения 504В. Скважина располагается в 200 км к югу от рифта Коста Рика между разломными зонами Эквадор и Панама. Это самая глубокая скважина в Мировом океане вскрыла разрез молодой океанической

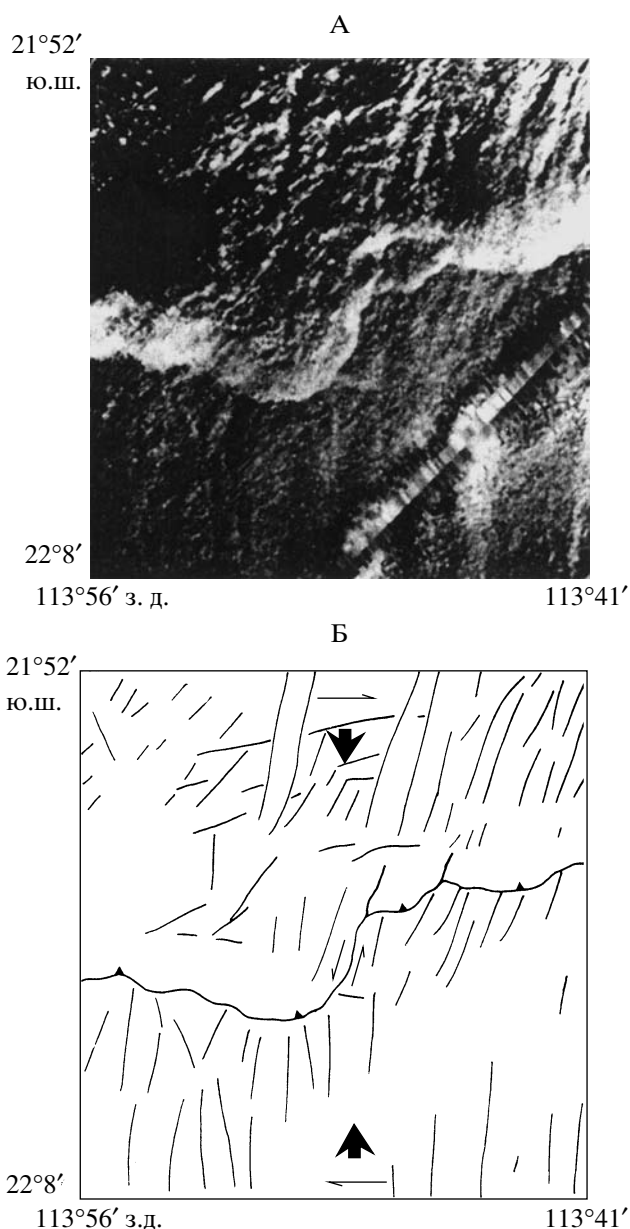


Рис. 4. Изображение дна океана, полученное с помощью сонара бокового обзора GLORIA в районе Восточно-Тихоокеанского поднятия, непосредственно к северу от микроплиты Пасха (А) и его интерпретация (Б), по [31]

В центре снимка извилистый контур субширотного хребтика, отвечающего надвигу внутри океанской литосферы (пояснения в тексте). Жирные стрелки – направление сжатия

коры (5.9 млн. лет) мощностью 1562 м: осадочный слой (274.5 м); пиллоу-лавы базальтов, пиллоу-брекчии, гиалокластиты и массивные базальты (571.5 м); переходная зона от базальтов к дайковому комплексу, состоящая из пиллоу-лав, массивных базальтов и даек (209 м); дайковый комплекс (507.3 м). В интервале 840–958 м между

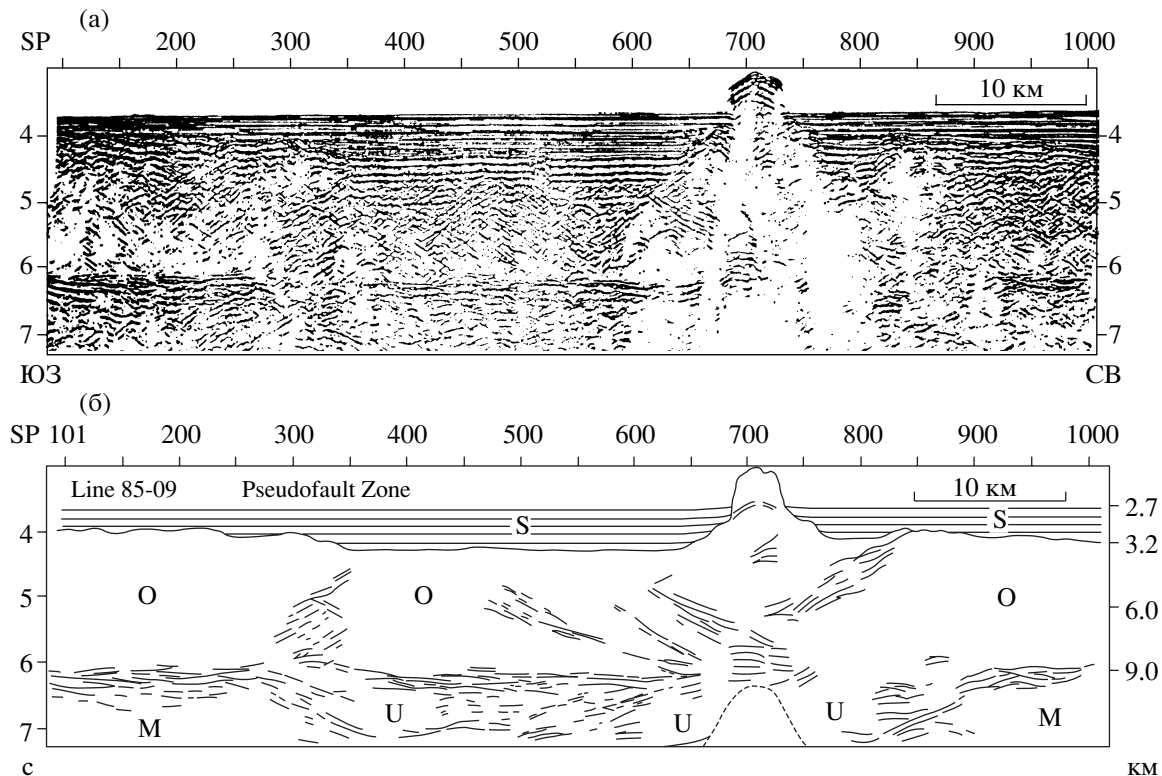


Рис. 5. Профиль МОВ ОГТ в западной части плиты Хуан де Фука (а) и его интерпретация (б), по [21]
 S – осадочный чехол; O – океаническая кора; М – мантия; U – зона подслаивания (underplated zone). SP – пикеты. Пояснения в тексте

базальтами и дайковым комплексом фиксируется мощная субгоризонтальная зона пластических и хрупких деформаций пород, сконцентрированных в нескольких пологонаклоненных зонах скалывания (shear zones) [19]. Приблизительно на этих же глубинах в процессе скважинных измерений напряженного состояния пород в базальтах были обнаружены очень высокие сжимающие напряжения порядка 200 МПа. При этом азимут максимального горизонтального сжимающего стресса ориентирован приблизительно перпендикулярно оси рифта [28]. Такая же ориентировка стресса устанавливается по фокальным механизмам землетрясений в обширном районе Панамского бассейна к северу от скважины 504В [26].

Все эти данные говорят о тектонической расчлененности верхней части коры рассматриваемого региона. Об этом же свидетельствуют результаты многоканального сейсмического профилирования в районе скважины 504В, выявившие полого наклоненные отражающие горизонты в средней и верхней частях корового разреза, интерпретируемые в качестве тектонических нарушений [26]. Последние прослеживаются и в осадочном слое, а в рельефе дна они выражены в виде эскарпов субширотного простирания. Необходи-

мо заметить, что позднее практически тот же коллектив авторов рассматривал эти горизонты в качестве артефактов, обусловленных боковыми отражениями от неровностей дна [25].

Северо-Западная Пацифика

Новый сейсмический имидж океанической коры, так же, как в свое время в Атлантике [34], установлен в Северо-Западной Пацифике [29, 30].

Профиль МОВ ОГТ длиной 755 км, отрабатанный также в рамках проекта “Тихоокеанские трансекты”, располагается в пределах мезозойской коры в Северо-Западной котловине Тихого океана. Ориентированный в север-северо-западном направлении профиль проходит между поднятием Шатского на юге и Курило-Камчатским желобом на севере, между магнитными аномалиями М13 и М3, соответственно [9, 29, 30].

Акустический фундамент представлен в виде яркого, непрерывно прослеживающегося отражающего горизонта под горизонтально слоистой толщей осадков мощностью 300–500 м. Кровля фундамента пологоволнистая, с длиной волны порядка 10–30 км. На временных разрезах поверхность М уверенно прослеживается в виде се-

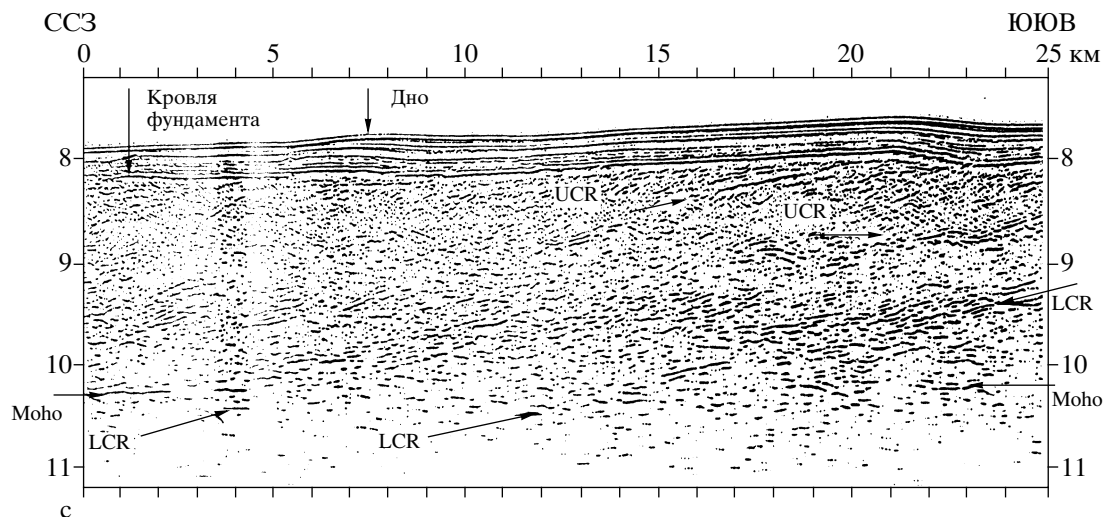


Рис. 6. Фрагмент профиля МОВ ОГТ в Северо-Западной котловине Тихого океана, по [30]

Стрелками показаны: UCR – верхнекоровые рефлекторы; LCR – нижнекоровые рефлекторы; Moho – поверхность Мохоровичича

рии прерывистых субгоризонтальных отражений (протяженностью 5–15 км) на глубинах 2–2.5 с ниже акустического фундамента (рис. 6). Нижняя и верхняя части корового разреза насыщены многочисленными субгоризонтальными и наклонными (верхняя часть) и пологонаклоненными на север (в основном средняя и нижняя части разреза) отражающими горизонтами. Дискретные верхнекоровые рефлекторы имеют протяженность от 1 до 10 км. Пологопадающие (углы падения в среднем 20°) на северо-запад рефлекторы в нижней части коры (8–10 км) нередко группируются в пакеты отражений, которые срезаются субгоризонтальной поверхностью М, образуя отчетливое угловое несогласие. Такие рефлекторы или их группы фиксируются через каждые 2–5 км. Авторы уверенно говорят о том, что это реальные геологические структуры, а не сейсмометрические артефакты, поскольку они присутствуют в протяженных (несколько десятков километров) сегментах вдоль всего профиля. Субгоризонтальные рефлекторы в верхней части разреза авторы интерпретируют в качестве подошвы дайкового комплекса, тогда как наклонные нижнекоровые отражатели, по их мнению, соответствуют магматической расслоенности в зоне перехода корамантия. Ими обосновывается тектоническая природа поверхности М, происхождение которой связывается с глубинным срывом, сформировавшимся из-за различных скоростей движений коры и нижележащей мантии.

К выводу о тектонической расслоенности низов коры пришел ранее один из авторов рассмотренного выше профиля В.Н. Патрикеев [9]. По его мнению, имеющиеся материалы позволяют

говорить о проскальзывании океанической коры по ее нижней части относительно мантии при движении литосферы к зоне субдукции. При этом в отдельные периоды времени это проскальзывание было настолько значительным, что при высокой скорости движения мантийной части литосферы субдукция могла вообще не происходить.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

В последние годы исследования разломных зон в Тихом океане дали обильный материал, позволяющий судить о тектоническом расслоении литосферы и скучивании литопластин: это демаркационные Австрало-Антарктическая зона и зона разломов Элтанин, а также зона разломов Гаррет.

Выявленные в зонах многих тихоокеанских разломов сильно нарушенные разрезы коры с присутствием ультрабазитов и габбро в верхних частях приразломных поднятий уже давно объясняются процессами тектонического расслаивания и скучивания коры и верхней мантии.

Структуры сжатия устанавливаются внутри грандиозной по своим размерам зоне между разломами Кларион и Клиппертон, выраженные системой надвинутых одна на другую тектонических пластин твердой коры.

Так же, как в Атлантике [15], в Тихом океане формируется сложная чешуйчато-блоковая система, обусловленная сжатием как в продольном по отношению к спрединговому хребту направлении (микроплиты Пасха и Хуан де Фука), так и в поперечном.

Структуры тектонической расслоенности устанавливаются непосредственно в пределах Восточно-Тихоокеанского поднятия, внутри плит Наска и Хуан Фернандес.

Как уже отмечалось выше, в пределах краевых валов в древней океанической коре также обнаруживаются все признаки сжатия, тектонического расслаивания и надвигообразования в верхах второго и в первом слоях. Однако интенсивность сжатия здесь не так велика, как в случае океанических поднятий. Повышенная мощность коры и особенности скоростных разрезов последних позволяют обоснованно говорить о неоднократном повторении литопластин в разрезе и наращивании коры за счет тектонического скупивания [5].

Новый сейсмический имидж океанической коры установлен в Северо-Западной Пацифике. Новизна состоит в том, что в коре рассматриваемого района выявлена масса пологонаклонных рефлекторов, что в корне отличается от общепринятой горизонтально-слоистой модели океанической коры. Здесь нужно отметить, что качество самих сейсмических работ и последующая их обработка вполне соответствуют таковым в Северо-Западной и Канарской котловинах в Атлантике. Во всяком случае визуально временные разрезы в Атлантике [35] и в Северо-Западной Пацифике абсолютно идентичны. На них отчетливо проявлены многочисленные пологонаклоненные отражающие горизонты, расслаивающие всю кору от кровли фундамента до поверхности М. Эти отражатели обычно срезаются этой поверхностью, что позволяет говорить о тектонической природе последней. Впрочем, говорить о границе М как о некой индивидуальной поверхности не приходится, поскольку на сейсмических профилях она часто представлена мощной расслоенной зоной, где предполагается тектоническое течение вещества.

Тектоническая природа наклонных отражений в Атлантике в указанных районах постулируется достаточно обоснованно. Отчасти поэтому у автора данной работы нет сомнений в том, что наклонные горизонты в рассматриваемом районе Северо-Западной Пацифики в большинстве своем представляют собой надвиги.

Наконец, так же, как в Индийском океане, в Тихом имеются прямые доказательства тектонического расслаивания, полученные при бурении широко известной скважины глубоководного бурения 504В. Здесь на границе дайкового комплекса и базальтов обособляется мощная тектоническая зона пластических и хрупких деформаций пород, маркирующая субгоризонтальные срывы, сформировавшиеся в условиях очень высокого горизонтального сжимающего стресса.

Таким образом, тектоническая расслоенность океанической литосферы имеет место не только в так называемых медленноспрединговых хребтах в Атлантическом и Индийском океанах, но и в быстроспрединговом Тихом. При этом есть все основания говорить о тектонической расслоенности не только коры, но и верхов мантии. При этом устанавливается тектоническая природа зоны перехода кора–мантия, также с явными признаками тектонического расслоения и вероятного пластического течения вещества.

В заключение необходимо остановиться на появившихся в последние годы данных сейсмической томографии, дающих ценную информацию о глубинных деформациях недр Тихого океана [7]. По этим данным поверхность М и разделы глубинных геосфер могут рассматриваться как важнейшие структурные границы, вдоль которых происходит дифференцированное латеральное течение вещества и образование срывов. “Такое перемещение масс мантийных пород на разных глубинных уровнях может свидетельствовать о существовании помимо вещественного также и тектонического расслоения глубоких недр Земли” [7, с. 333]. Такая картина устанавливается в верхних 150 км мантии на северо-западе Тихого океана, где образование тонких механически ослабленных слоев могло быть вызвано нарушениями вдоль субгоризонтальных тектонических срывов. Особенно выделяются в этом смысле нижняя часть верхней мантии, включающая границы 410, 520 и 660 км, раздел средней и нижней мантии (1700–2200 км) и слой “D” у границы ядро–мантия (2600–2889 км). Более того, анализ сейсмотомографических профилей позволяет предполагать наличие тектонических срывов также и между указанными выше уровнями. В западном обрамлении Тихого океана смещения по этим срывам происходят как к востоку, так и в обратном направлении, однако преобладают случаи смещения верхних пластин к востоку по сравнению с нижними. Последнее обстоятельство может служить указанием на воздействие на верхние геосферы ротационных сил [7].

Геодинамические обстановки, благоприятные для формирования расслоенности в различных океанах и в различных районах отдельно взятого океана, несомненно, отличаются одна от другой. Несомненно также и то, что океаническая литосфера, как и литосфера континентальная, формируется в процессе чередования эпох и зон сжатия и растяжения.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 03-05-64159) и Министерства образования и науки РФ (программа “Природа Мирового океана”).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Кашинцев Г.Л.* Глубинные породы океанов. М.: Наука, 1991. 279 с.
2. *Кашинцев Г.Л., Жданов В.В.* Амфиболитовые сланцы зоны разлома Элтанин (Тихий океан) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 8. С. 28–37.
3. *Корсаков О.Л., Пилипенко А.И.* Структуры тектонического сжатия в зоне разломов Кларион–Клиппертон (Тихий океан) // Докл. АН СССР. 1989. Т. 309. № 1. С. 157–160.
4. *Леонов М.Г., Леонов Ю.Г.* Понятие “консолидированная кора”, природа ее границ и явление вертикальной аккреции. Вертикальная аккреция земной коры. М.: Наука, 2002. С. 388–409.
5. *Меланхолина Е.Н.* Тектоника Северо-Западной Пацифики: Соотношения структур океана и континентальной окраины. М.: Наука, 1988. 216 с. (Тр. ГИН РАН, вып. 434).
6. *Меланхолина Е.Н., Разницин Ю.Н., Савельева Г.Н., Кудрявцев Д.И., Прокопцев Н.Г., Гладких П.А., Лазько Е.Е., Пуцаровский Ю.М.* Новые данные о породах океанической коры в Центральной котловине Тихого океана // Докл. АН СССР. 1983. Т. 270. № 1. С. 200–203.
7. *Меланхолина Е.Н., Руженцев С.В., Моссаковский А.А.* Развитие глубинных ап- и даунвеллингов и геодинамика Земли. Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Научный мир, 2001. С. 315–342.
8. *Меланхолина Е.Н., Савельева Г.Н., Кудрявцев Д.И., Разницин Ю.Н., Прокопцев Н.Г., Пуцаровский Д.Ю., Гладких П.А., Лазько Е.Е.* Состав океанической коры и верхней мантии в зоне разлома Кларион (Тихий океан) // Докл. АН СССР. 1983. Т. 268. № 4. С. 942–946.
9. *Патрикеев В.Н.* Тектоническая и литологическая расслоенность коры северо-запада Тихого океана. Южно-Сахалинск: Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, 2000. 69 с.
10. *Пуцаровский Ю.М.* Проблемы тектоники океанов. Тектоника в исследованиях Геологического института. М.: Наука, 1980. С. 123–175.
11. *Пуцаровский Ю.М.* Тектонические феномены океанов. Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Научный мир, 2001. С. 174–230.
12. *Пуцаровский Ю.М., Меланхолина Е.Н.* Тектоника Северо-Запада Тихого океана. Геотектоника. 1981. № 1. С. 5–18.
13. *Пуцаровский Ю.М., Меланхолина Е.Н., Савельева Г.Н., Разницин Ю.Н.* Тектоника и магматические породы Центральной области Тихого океана // Геотектоника. 1984. № 2. С. 3–22.
14. *Пуцаровский Ю.М., Разницин Ю.Н.* Тектоника Каролинской океанической ступени (юго-запад Тихого океана) // Геотектоника. 1986. № 6. С. 40–53.
15. *Разницин Ю.Н.* Тектоническая расслоенность океанической литосферы молодых океанов и палеобассейнов. М.: Наука, 2004. 278 с. (Тр. ГИН РАН, вып. 560).
16. *Разницин Ю.Н., Ляпунов С.М., Сколотнев С.Г.* Формационная принадлежность пород хребта Муссау (юго-запад Тихого океана) // Докл. АН СССР. Т. 304. № 3. С. 679–683.
17. *Силантьев С.А.* Метаморфизм в современных океанических бассейнах // Петрология. 1995. Т. 3. № 1. С. 24–36.
18. *Сорохтин О.Г., Богданов Ю.А., Зонениайн Л.П., Рудник Б.Г., Казьмин В.Г., Разницин Ю.Н., Сколотнев С.Г., Матвеевков В.В., Лисицина Н.А.* Магматические породы хребта Муссау (Каролинское море, Тихий океан) // Докл. АН СССР. 1985. Т. 285. № 1. С. 191–194.
19. *Agar S.M.* Microstructural evolution of a deformation zone in the upper ocean crust: evidence from DSDP hole 504 B // J. Geodynamics. 1991. Vol. 13. № 2–4. P. 119–140.
20. *Asada T., Shimamura H.* Observation of earthquakes and explosions at the bottom of Western Pacific: Structure of oceanic lithosphere revealed by longshot experiment // The geophysics of Pacific ocean basin and its margin. Wash. (D.C.), 1976. P. 135–153.
21. *Calvert A.J., Haseigren E.A., Clowes R.M.* Oceanic rift propagation – a cause of crustal underplating and seamount volcanism // Geology. 1990. Vol. 18. P. 886–889.
22. *Christie D.M., West B.P., Pyle D.G., Hanan B.B.* Chaotic topography, mantle flow and mantle migration in the Australian-Antarctic discordance // Nature. 1998. Vol. 394. № 13. P. 637–644.
23. *Eittrheim S.L., Gribidenko G., Hellsley C.E., Sliter R., Mann D., Ragozin N.* Oceanic crustal thickness and seismic character along a central Pacific transect // J. Geophys. Res. 1994. Vol. 99. № B2. P. 3139–3145.
24. *Hekinian R., Bideau D., Cannat M., Francheteau J., Herbert R.* Volcanic activity and crust-mantle exposure in the ultrafast Garret transform fault near 13°28' S in the Pacific // Earth Planet. Sci. Lett. 1992. Vol. 108. № 4. P. 259–275.
25. *Kent G.M., Detric R.S., Swift S.A., Collins J.A., Kim I.I.* Evidence from Hole 504 B for the origin of dipping events in oceanic crustal reflection profiles as out-of-plane scattering from basement topography // Geology. 1997. Vol. 25. № 2. P. 131–134.
26. *Kent G.M., Swift S.A., Detric R.S., Collins J.A., Stephen R.A.* Evidence for active normal faulting on 5.9 Ma crust near Hole 504 B on the southern flank of the Costa Rica rift // Geology. 1996. Vol. 24. № 1. P. 83–86.
27. *Lonsdale P.* Tectonic and magmatic ridges in the Eltanin fault system, South Pacific // Marine Geophys. Res. 1986. Vol. 8. № 3. P. 203–242.
28. *Moos D., Zobak M.D.* Utilization of observations of well bore failure to constrain the orientation and magnitude of crustal stresses: application to continental, Deep Sea Drilling Project, and Ocean Drilling Program boreholes // Jour. Geophys. Res. 1990. Vol. 95. № B6. P. 9305–9325.
29. *Ranero C.R., Reston T.J., Belykh I., Gribidenko H.* Reflective oceanic crust formed at fast-spreading centers in the Pacific // Geology. 1997. Vol. 25. № 6. P. 499–502.

30. *Reston T.J., Ranero C.R., Belykh I.* The structure of Cretaceous oceanic crust of the NW Pacific: Constraints on processes at fast spreading centers // *Jour. Geophys. Res.* 1999. № B1. P. 629–644.
31. *Rusby R.I., Searl R.C.* Intraplate thrusting near the Easter microplate // *Geology*. 1993. Vol. 21. P. 311–314.
32. *ten Brink U.S., Brocher T.M.* Multichannel seismic evidence for a subcrustal intrusive complex under Oahu and a model for Hawaiian volcanism // *Jour. Geophys. Res.* 1987. Vol. 92. P. 13.687–13.707.
33. *ten Brink U.S., Brocher T.M.* Multichannel seismic evidence for variations in crustal thickness across the Molokai fracture zone in the Mid-Pacific // *Jour. Geophys. Res.* 1988. Vol. 93. № B2. P. 1119–1130.
34. *Tucholke B.E., Lin J., Klenrock M.C.* Megamullion and mullion structure defining oceanic metamorphic core complexes on the Mid-Atlantic Ridge // *J. Geophys. Res.* 1998. Vol. 103. № B5. P. 9857–9866.
35. *White R.S., Detrick R.S., Mutter J. C. et al.* New seismic images of oceanic crustal structure // *Geology*. 1990. Vol. 18. № 5. P. 462–465.

Рецензенты: А.Л. Книппер, С.В. Руженцев

Tectonic Delamination of the Pacific Lithosphere

Yu. N. Raznitsin

*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscow, 119017 Russia
e-mail: raznitsin@geo-tv.ru*

Abstract—This paper presents data on the structure of some segments of the Pacific lithosphere that bear signs of its tectonic delamination. This tectonic phenomenon is inherent not only to the young slow-spreading Atlantic and Indian oceans but also to the ancient fast-spreading Pacific Ocean, where tectonic delamination of the lithosphere has been established beneath seamounts, in fault zones and between them, immediately beneath the East Pacific Rise, within small separate plates in the eastern part of the ocean, in the Northwest Pacific Basin, and beneath marginal swells that border deep trenches along the western periphery of the Pacific.