

УДК 551.242.11.052(265)

РОЛЬ СДВИГОВ ОКЕАНИЧЕСКОЙ ЛИТОСФЕРЫ В ФОРМИРОВАНИИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОЯСОВ ТИХОГО ОКЕАНА

© 2006 г. В. П. Уткин

Представлено академиком Ю.М. Пуцаровским 27.02.2006 г.

Поступило 10.03.2006 г.

Вулканические пояса Тихого океана, протяженные на тысячи километров, сформированы на абиссальных плитах над глубокими линейными разломными системами (см. [3] и др.). Линейность характеризует прежде всего глубинные сдвиги. Важнейшая роль сдвиговых структурных парагенезов установлена в развитии Восточно-Сихотэ-Алинского вулcano-плутонического пояса, сформированного на континентальной литосфере [8]. Эти факты легли в основу постановки задачи – изучить инфраструктуру вулканических поясов с позиций их возможного развития над глубинными сдвигами литосферы. Впервые установлена определяющая роль сдвиговой активизации глубинных разломов океанической литосферы в формировании интраокеанических вулканических поясов.

В решении проблемы использована концепция дифференцированного движения внутрилито-сферных пластин (литопластин), приводящих к тектонической расслоенности литосферы [3, 5], а также метод морфологических аналогий развития структурных ансамблей континентальной и океанической коры, апробированный на примере изучения Магеллановых гор (МГ) [7].

Магеллановы горы прослеживаются более чем на 1000 км и приурочены к разломной зоне Огасавара СЗ-простираения [10]. Наиболее компактные группировки гайотов МГ образуют широтные ареалы (рис. 1), кулисное эшелонирование которых идентично положению складок потенциального (зачаточного) сдвига, сформированного над глубинным правым сдвигом в условиях меридионального сжатия коры (рис. 2). Равный шаг (в нашем случае около 250 км) между осями предполагаемых складок – известная в структурной геологии закономерность. Первичное антиформное строение складок определяется реконструкционным подъемом погруженных на 1.5–2.5 км гайо-

тов (вместе с плитобазальтовым основанием) на уровни их положения во время абразии, а также расчетами, согласно которым при реконструктивном возвращении всего объема вулканических построек под абиссальную плиту последняя в пределах широтных ареалов вулканизма воздымается на 1.5–2 км с образованием антиформ. Углы падения крыльев брахиантиклиналей не превышали 8°, что указывает лишь на незначительное коробление абиссальной плиты, но достаточное для образования под брахиформами линзовидных декомпрессионных криптокамер (рис. 2), в которых локализовались астеносферные магмы, а глубинные флюиды в условиях пониженного давления обеспечивали развитие очагов магмогенерации. Основная масса магм сосредоточивалась вдоль осей брахиантиклиналей, что подтверждается развитием здесь наиболее крупных вулканических построек (рис. 1).

В пределах широтных брахиантиклиналей гайоты сосредоточены преимущественно вдоль разломов СВ- и СЗ- направлений (рис. 1), которые на наиболее изученных гайотах определены как соответственно левые и правые сдвиги, сформированные при меридиональном сжатии [7]. Эти системы сдвигов отвечают положению известных в структурной геологии диагональных разрывов складок, что подтверждает складчатую природу широтных ареалов вулканизма. Гайоты сформированы главным образом на пересечениях сопряженных сдвигов, вскрывших магматические очаги, и прежде всего на участках развития дуплексов и иных форм сосдвигового растяжения абиссальных плит [7]. Опускание брахиантиклиналей после абразии вулканических построек, возможно, связано со снятием меридионального сжатия, а также с опустошением магматических камер вследствие вулканизма с последующим вертикальным давлением огромных масс вулканитов, сформировавших вулканические горы.

Аналогом инфраструктуры МГ является кулисное эшелонирование вулканических островов Французской Полинезии (рис. 3). Кроме того, анализ рельефа дна и выделение ареалов максимального сосредоточения вулканических построек

УТКИН

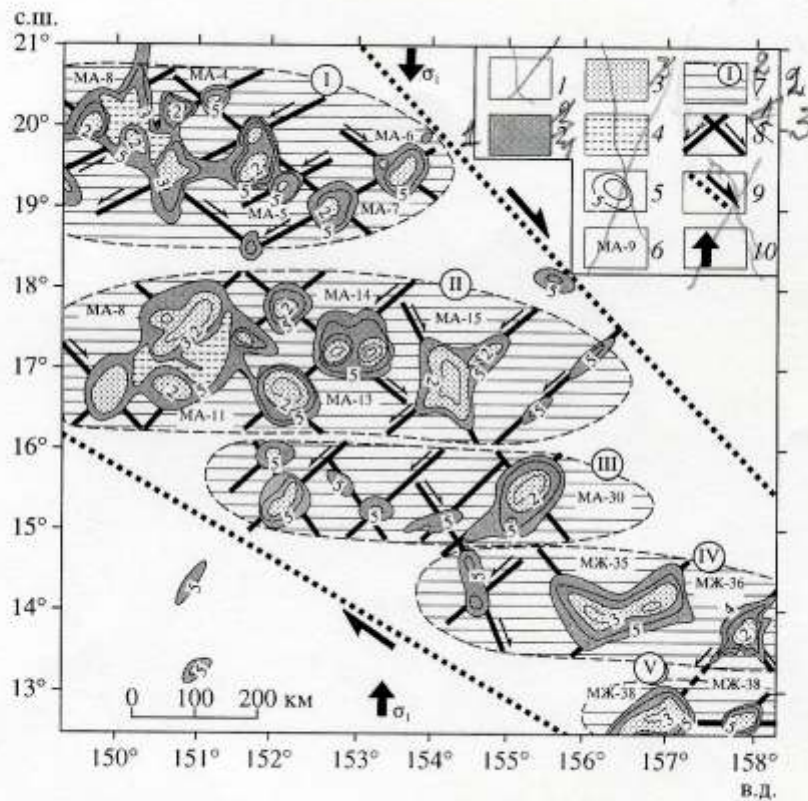


Рис. 1. Складчатые и разрывные структуры, контролирующие вулканические постройки Магеллановых гор и хребта Даттон (схема составлена по материалам [1]). 1 – абиссальная плита; 2 – магматические образования гайотов (субщелочные базальтоиды); 3, 4 – осадочные комплексы вершинных плато (3) и перекрывающие нижние ярусы вулканических построек (4); 5 – генерализованные изобаты (км); 6 – номера гайотов; 7 – широтные ареалы вулканизма (брахиантклинали); I – Даттон, II – Альба, III – Находка, IV – Федоров, V – Ита-Майтаи; 8 – диагональные системы сопряженных правых и левых сдвигов, контролирующих вулканические постройки; 9 – границы Магеллановых гор (зоны правого потенциального сдвига); 10 – направление сжатия океанической коры.

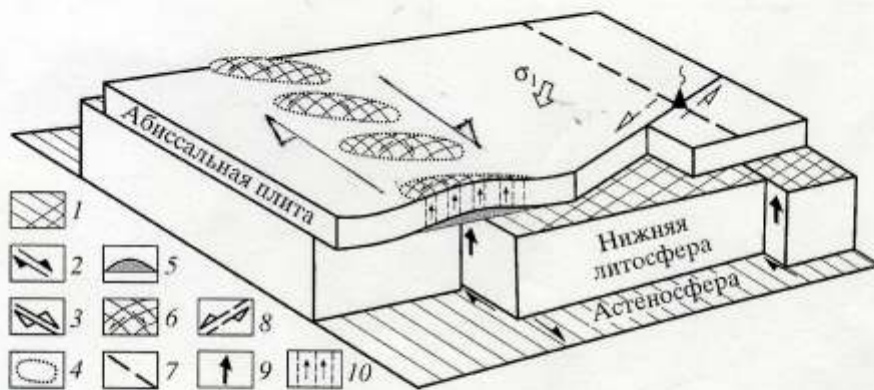


Рис. 2. Геодинамическая модель формирования вулканических поясов в условиях расслоенной литосферы. 1 – поверхности горизонтального скольжения литосферы и отдельных литопластин; 2 – сдвиги нижней литосферы; 3, 4 – потенциальный сдвиг (3), выраженный эшелонированными брахиантклиналиями (4); 5 – магматические очаги, формировавшиеся под брахиантклиналиями в условиях декомпрессии; 6 – диагональные системы правых и левых сдвигов брахиантклиналей, выполнявших роль магмоподводящих каналов; 7 – проекция сдвига нижней литосферы на поверхности абиссальной плиты; 8 – сдвиг абиссальной плиты, на пересечении которого со сдвигом нижней литосферы происходит вулканизм; 9, 10 – поступление астеносферных базитов и флюидов по сдвигам нижней литосферы (9) и дальнейшее продвижение магм из магматического очага на поверхность абиссальной плиты (10).

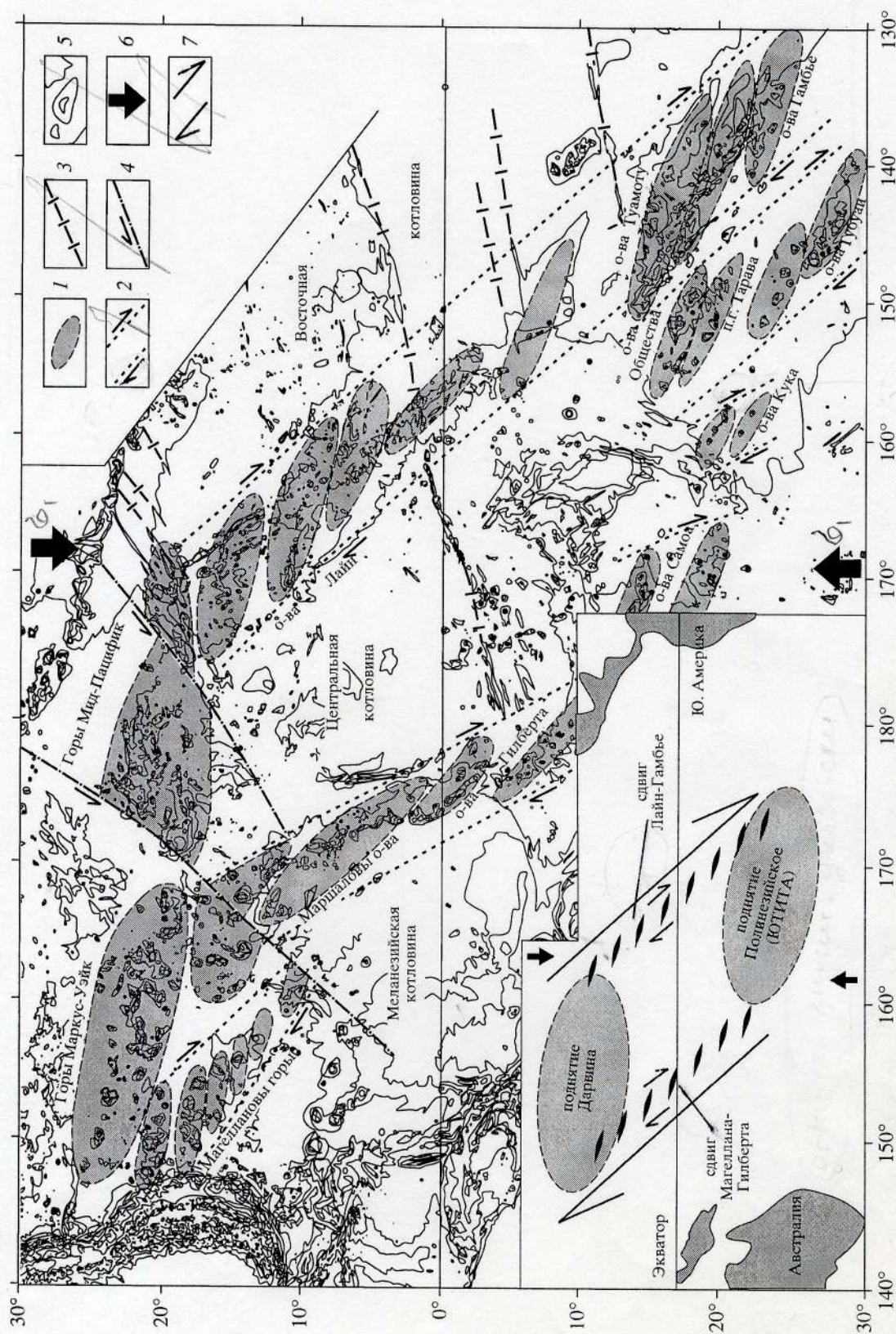


Рис. 3. Контроль вулканических поясов Тихого океана сдвигами литосферы. 1 – линейные вулканические пояса; 2 – границы линейных вулканических поясов; 3 – трансформные разломы; 4 – сдвиги, смещающие вулканические пояса; 5 – зоны по [4]; 6 – направление продольного сжатия литосферы; 7 – Экваториальная сдвиговая зона (врезка).

ек показали, что линейные вулканические пояса Маршала–Гилберта и Лайн также характеризуются эшелонированной инфраструктурой, отражающей ее формирование, по аналогии с МГ, над глубинными правосторонними сдвигами СЗ-простираения. Различие лишь в том, что брахиантиклинали МГ к простираению сдвига ориентированы под углом 45° (рис. 1), а в пределах сдвига Маршала–Гилберта, Лайн и сдвигов Французской Полинезии этот угол уменьшается до 30° (рис. 3). Неидентичность объясняется разными степенями развития потенциальных сдвигов. Известно, что при активизации сдвигов фундамента в перекрывающем их чехле (в нашем случае, абиссальная плита) на начальных этапах формируются эшелоны складок, ориентированных под углом 45° к сдвигу. Затем складки разворачиваются (при правом сдвиге по часовой стрелке) и могут достичь ориентировки, близкой к простираению сдвига.

Генетическими аналогами широтных антиформ МГ, по-видимому, являются субширотные мегасводы, входящие в поднятие Дарвина, на которых размещены горы Маркус–Уэйк и Мид–Пацифик (рис. 3), а также субширотное Полинезийское поднятие, осложненное эшелонами магмоконтролирующих структур (о-ва Туамоту, Гамбье, Общества, Тубуаи и др.). Учитывая значительные размеры поднятий и аномальное строение коры, есть основание предполагать, что их формирование обусловлено воздыманием океанической литосферы в целом. В условиях меридионального сжатия литосферы под Полинезийским сводом продолжает развиваться декомпрессия, что приводит к магматической активизации астеносферы с формированием так называемой Южно-Тихоокеанской изотопной и термической аномалии (ЮТИТА), которая, по мнению некоторых исследователей, существует около 120 млн. лет [9]. В подобных условиях преимущественно в меловой период, вероятно, формировались и горы на субширотных мегасводах Маркус–Уэйк и Мид–Пацифик. Некоторая асинхронность вулканизма поднятий Полинезийского и Дарвина требует отдельного рассмотрения.

Выделяется система В–СВ разломов (рис. 3), продолжающих трансформные разломы, широко развитые на востоке Тихого океана. Они хорошо выражены в рельефе дна океана, но как магмоподводящие каналы проявляются слабо, неадекватно масштабам своей протяженности и роли в расчленении абиссальной плиты на блоки. Эти разломы, по-видимому, рассекают океанические плиты, но не проникают до астеносферы – главного источника базитовых магм. Поэтому вулканизм может проявляться только на участках их пересечений с глубинными разломами нижней литосферы, по которым поступают астеносферные магмы (рис. 2).

Анализом рельефа дна океана выделен северо-восточный разлом, ограничивающий простираения гор Мид–Пацифик, Магеллана и Маршала (рис. 3). Палинспастической реконструкцией разлома как левого сдвига восстанавливается целостность гор Мид–Пацифик, а горы Магеллана и Маршала–Гилберта выстраиваются в одну линию северо-западного простираения, отражая первичное положение сквозного правого сдвига Магеллана–Гилберта (рис. 3, врезка). Эшелонированные острова Лайн на юго-востоке продолжают эшелон островов Туамоту–Гамбье с образованием единого вулканического пояса, сформированного над глубинным правым сдвигом Лайн–Гамбье. Сдвиги Магеллана–Гилберта и Лайн–Гамбье, простираясь от поднятия Дарвина до Полинезийского, образуют Экваториальную сдвиговую зону (рис. 3, врезка). Поднятия, располагаясь относительно друг друга кулисно, указывают на свою генетическую принадлежность к этой сдвиговой зоне.

Изложенное выше позволяет сделать следующие выводы: 1) в формировании отдельных вулканических построек и крупных ареалов их концентраций, как и в развитии протяженных на тысячи километров линейных вулканических поясов, определяющую роль играли разноранговые сдвиговые дислокации океанической литосферы, закономеренно соподчиненные и проявленные в пликативных (складки) и дизъюнктивных (сдвиги, дуплексы растяжения) формах; 2) развитие всего ансамбля сдвиговых дислокаций на разных иерархических уровнях происходило в условиях меридионального сжатия океанической литосферы.

Наложенные на абиссальные плиты тектономагматические структуры, включая и современные вулканические постройки над ЮТИТА, формировались на протяжении не менее 120 млн. лет. Есть проблема природы меридионального сжатия литосферы, существовавшего столь длительно. Возможной причиной могут быть тангенциальные напряжения, связанные с ротационным режимом Земли, роли которых в планетарной тектонике посвящены многочисленные фундаментальные труды, опубликованные главным образом до доминирования в науке парадигмы тектоники литосферных плит. Значимая роль отводится действию постоянных, хотя и очень незначительных по величине напряжений меридионального сжатия, связанных с центробежными силами и действующих как при неравномерном, так и при равномерном вращении Земли. Литосферу уподобляют так называемому телу Максвелла, хрупко реагирующему на быстрые нагрузки и вязко на медленные. Обосновывается, что напряжения меридионального сжатия, хотя и незначительные по величине, но действующие постоянно, вначале приводят к вязким деформациям литосферы, которые затем перерастают в хрупкие. В нашем случае наблюдается тенденция смены линейных цепей брахи-

РОЛЬ СДВИГОВ ОКЕАНИЧЕСКОЙ ЛИТОСФЕРЫ

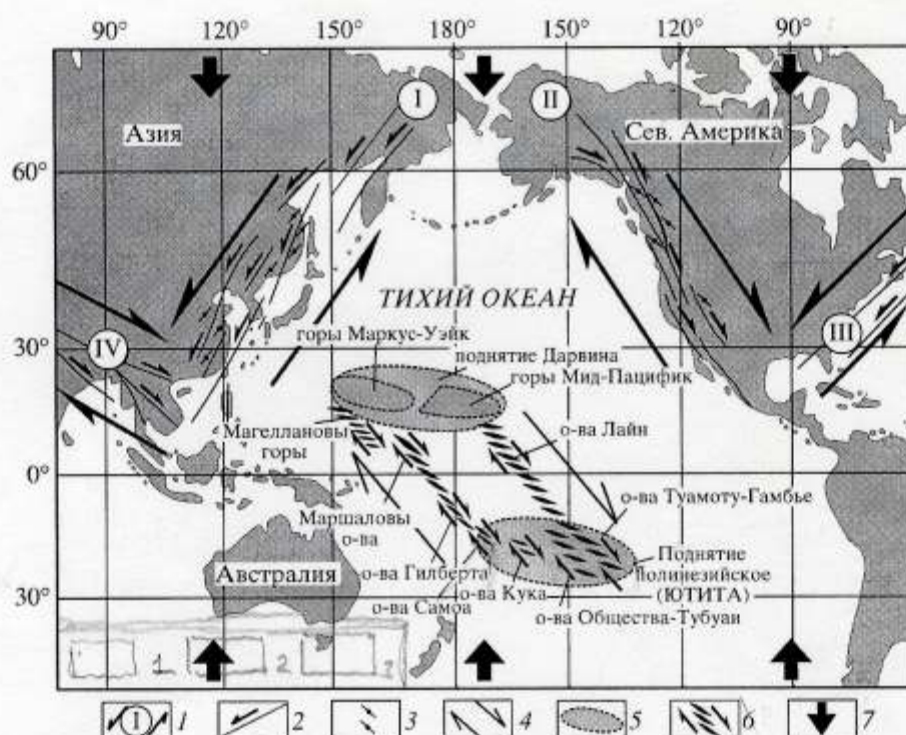


Рис. 4. Сдвиговые зоны океанической литосферы и континентальных окраин. 1 – окраинно-континентальные сдвиговые зоны (по [6] и др.); 1 – Восточно-Азиатская, 2 – Северо-Американская, 3 – Ньюфаундленд-Аппалачская, 4 – Евро-Азиатская; 2 – отдельные сдвиги сдвиговых зон; 3 – ориентировка складчатых структур сдвиговых зон; 4 – Экваториальная сдвиговая зона; 5 – магмоконтролирующие сводовые поднятия океанической литосферы; 6 – сдвиги, контролирующие вулканические пояса; 7 – направления ротационных напряжений сжатия литосферы северного и южного полушарий.

формной складчатости сдвигами. Привлекает внимание и СЗ-простирающиеся правосторонние сдвиги, составляющие Экваториальную сдвиговую зону, которая по ориентировке и кинематическим характеристикам полностью вписывается в систему окраинно-континентальных сдвиговых зон (рис. 4), в свою очередь отражающих положение диагональных систем планетарной трещиноватости, происхождение которых исследователи связывают с напряжениями ротационной природы.

Поднятия Дарвина и Полинезийское размещены на одних и тех же широтах (рис. 4), располагаясь в поясах так называемых критических параллелей (20–50° с.ш. и ю.ш.), областей максимального тангенциального перемещения подкоровых масс в условиях неравномерного вращения Земли, активно воздействующих на тектонику литосферы. С этими критическими параллелями многие исследователи (начиная с С.А. Гумбольдта) связывают формирование широтных складчатых поясов северного и южного полушарий. Возможно, сводовые поднятия Дарвина и Полинезийское отражают своеобразную складчатость океанической литосферы. Вместе с тем можно предположить, что поднятия являются следствием фронтального сжатия литосферы, медленно сме-

щающейся под действием центробежных сил в направлении экватора. Северные и южные напряжения, “встретившись” вблизи экватора, получили разрядку путем формирования Экваториальной сдвиговой зоны, ориентированной под углом 45° по отношению к встречным направлениям сжатия литосферы Северной и Южной Пацифики (рис. 4).

На фоне постоянно действующих ротационных сил и связанных с ними деформаций литосферы развивались процессы, обусловленные глубинной энергетикой Земли, что нашло отражение в трудах исследователей, акцентирующих свое внимание на тектонике литосферных плит и роли мантийных плюмов в тектогенезе. По-видимому, суммарный эффект всего разнообразия факторов, проявлявшихся синхронно или последовательно, привел к явлениям, которые в целом не подчиняются линейным законам. Такое представление вытекает из нелинейной геодинамики, учения, которое обосновано и успешно развивается Ю.М. Пущаровским [2, 3]. Будет ближе к истине искать причины тектогенеза и магматизма не в одной какой-либо гипотезе, игнорируя остальные.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гайоты Западной Пацифики и их рудоносность // Под ред. И.Н.Говорова, Г.Н.Батурина. М.: Наука, 1995. 368 с.
2. Пуцаровский Ю.М. // Геотектоника. 1993. № 1. С. 3–6.
3. Пуцаровский Ю.М. Тектоника Земли. Т. 1. Тектоника и геодинамика. М.: Наука, 2005. 350 с.
4. Седов А.П., Матвеев В.В., Волокитина Л.П. и др. // Вестн. КРАУНЦ. Сер. Науки о Земле. 2005. № 5. С. 24–43.
5. Тектоническая расслоенность литосферы. / Под ред. А.В. Пейве. М.: Наука, 1980. 216 с.
6. Уткин В.П. // ДАН. 1979. Т. 249. № 2. С. 425–429.
7. Уткин В.П., Ханчук А.И., Михайлик Е.В., Херинберг Л.Б. // ДАН. 2004. Т. 395. № 5. С. 646–650.
8. Уткин В.П. // ДАН. 2005. Т. 404. № 5. С. 659–663.
9. Smith W.W., Staudigel H., Watts A.B., Pringle M.S. // J. Geophys. Res. 1989. V. 94. № B8. P. 10501–10523.
10. Abrams L.J., Larson R.L., Shipley T.H., Lancelot Y. // Proc. Ocean Drilling Program. Sci. Results. 1992. V. 129. P. 551–572.